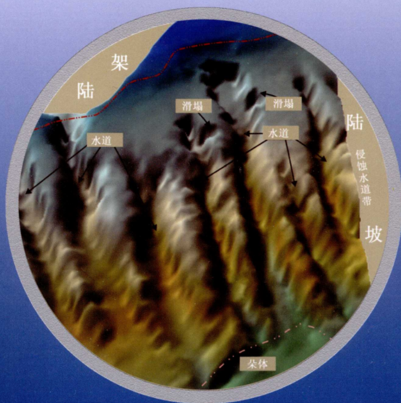
被动陆缘深水扇沉积构型及主控因素分析

——以珠江口盆地和尼日尔三角洲盆地为例

李 磊◎著



石油工业出版社

责任编辑：庞奇伟
封面设计：乘设伟业
责任校对：廉存芳


ISBN 978-7-5021-9264-8
定价：30.00元

西安石油大学优秀学术著作出版基金资助出版

被动陆缘深水扇沉积构型及主控因素分析

——以珠江口盆地和尼日尔三角洲盆地为例

李 磊◎著

石油工业出版社

内容提要

深水重力流沉积单元的沉积构型以及深水重力流沉积过程是沉积学和海洋地质学研究的热点。本书重点介绍了块体搬运沉积、水道、水道—堤岸复合体及朵体4类深水重力流沉积单元的沉积构型以及不同陆坡地形条件下深水重力流沉积过程、主控因素，并对深水地层等时格架的建立以及深水地层的储层和圈闭类型进行了初步探讨。

本书可供从事海洋地质及石油地质等领域工作的科研人员和高等院校相关专业师生阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

被动陆缘深水扇沉积构型及主控因素分析——以珠江口盆地和尼日尔三角洲盆地为例/李磊著.—北京:石油工业出版社,2012.9

ISBN 978-7-5021-9264-8

Ⅰ.被…
Ⅱ.李
Ⅲ.油气勘探-储集层-冲积扇-沉积结构-研究
Ⅳ.P618.130.2

中国版本图书馆CIP数据核字(2012)第209323号

出版发行:石油工业出版社
(北京安定门外安华里2区1号 100011)
网 址:www.petropub.com.cn
编辑部:(010)64523543 发行部:(010)64523620
经 销:全国新华书店
印 刷:北京中石油彩色印刷有限责任公司

2012年9月第1版 2012年9月第1次印刷
787×1092毫米 开本:1/16 印张:8
字数:210千字

定价:30.00元

前　言

从深海钻探计划开始，深海沉积记录分析一直是深海沉积学和海洋科学重要科学进展的发源地。20 世纪 70 年代中期以来，深水扇模式、深水沉积单元及深水沉积体系主控因素等一直是国内外深水沉积研究的热点。一些学者利用某一或几个地区的资料建立了深水沉积模式，研究过程中，人们逐渐发现已有的模式并不能概括所有浊积体系，又提出一些改进的模式。这些模式要么过于综合而忽视了一些沉积构型细节，要么仅强调其中一个或两个方面。深水沉积体系的影响因素众多，仅利用一个沉积模式刻画所有已知的深水扇或浊积体系是不可能的。因此，必须加强深水沉积过程和沉积体系控制因素研究。

深水海域由于勘探程度低、钻井数量少等原因，古代深水沉积的研究方法不太适用于现代深水沉积的研究，而高分辨率三维地震资料和地震成像技术为现代深水沉积的研究提供了良好的手段。近年来，世界各沉积盆地所开展的地震地貌学研究，主要研究盆地地形及沉积体系，对沉积体系进行识别、解释和预测，是地球物理学、沉积学以及地貌学相结合的新学科，已成为浊流沉积体系研究的有力工具，推动了深水沉积理论研究向前不断发展。

被动陆缘深水区是当前与今后油气勘探与开发的热点领域。2009 年全球发现的 10 大油气田中，有 6 个位于被动陆缘背景的沉积盆地，且油气储量均富集于浊积岩储层中。储层预测与储层评价一直是制约深水油气勘探和开发的核心问题，因此必须加强深水沉积单元的沉积构型研究（内部构型、叠置样式、几何形态、物理属性）及主控因素分析，为深水油气勘探提供理论依据，有利于提高储层预测精度，实现深水砂岩储层的有效预测。

大量深水沉积盆地研究表明重力流沉积体系的基本沉积单元是相同的，均由块体搬运沉积、水道、水道—堤岸复合体和朵体 4 种基本的重力流沉积单元组成，但不同地区甚至同一地区不同地层所发育的深水重力流沉积体系差异很大。是什么因素导致这些基本的沉积单元组成了不同的深水重力流沉积体系？不同地区或同一地区不同时代地层，主控因素的差异导致深水沉积体系千差万别。深水层序地层学提供了一种在等时格架内研究深水沉积体系的方法。深水重力流沉积单元的沉积构型和深水重力流沉积体系主控因素的研究为深水储层预测及储层

评价提供了理论依据。深水层序格架及层序样式的建立有利于深水储盖层评价。

近年来，南海北部深水区白云凹陷日益增长的油气勘探活动及荔湾3-1、流花34-2、流花29-1等所获得的一系列重大发现，使该地区已成为全球深水油气勘探的热点区之一。南海北部深水区域的深水沉积活动和沉积作用已引起国内学者广泛的关注。在深水地层开展地震地貌学研究为深水沉积研究提供了新视野，具有重要的理论指导意义及实用价值。

本书共分6章，第一章详细介绍了深水沉积的国内外研究现状及存在的主要问题、研究区选择、研究内容及主要结论等。第二章详细介绍了深水沉积盆地所存在的4类深水沉积单元及其沉积构型（内部构型、叠置样式、几何形态、物理属性）。第三章探讨了重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面以及可容空间等因素对不同类型陆坡盆地的深水沉积体系的控制。第四章主要探讨深水层序界面的识别标志、深水层序样式以及不同类型陆坡盆地的沉积层序模式的问题。第五章是在第二、三、四章研究的基础上，对被动陆缘盆地的深水储层类型、深水储盖组合特征以及深水圈闭类型进行了探讨和研究。第六章是本书的主要认识和结论。

本书出版得到西安石油大学有关领导、专家的支持与帮助，在此表示真诚的感谢！本书内容主要由博士论文及近两年的科研成果组成。在此向恩师王英民教授表示最诚挚的感谢。王英民教授宽阔的胸怀、渊博的学识、勇于开拓的学术思想和严谨的治学态度深深影响着我的学习和生活。感谢我的七位同门硕士和博士同学任亚红硕士、耳闯硕士、袁书坤硕士、田院生硕士、王改云博士、张雷博士、苏瑾博士，大家相互学习、相互帮助，十分怀念和珍惜共同度过的美好岁月。感谢刘豪博士、王海容博士、李羊羊博士、李树青博士、颜耀敏博士、张新涛博士、范春花博士、祝颜贺博士、韩建辉博士、陆金波博士、李冬博士、龚承林博士、田世存硕士、孟凡娓硕士、赵刚锋硕士、周兴海硕士、陈玲玲硕士、韩勇硕士、王彦青硕士、魏山力硕士、周川硕士、刘曾勤硕士等师兄弟（妹）给予我莫大的帮助和支持。项目进行过程中，得到中国石化上海海洋油气分公司黄志超所长、陆志宏副所长、王琳副所长以及中海油研究中心徐强副院长在工作和技术上的支持，在此表示衷心的感谢。感谢中国地质大学（北京）林畅松教授、中国石油大学（北京）纪友亮教授、中国石油海外勘探开发公司总地质师薛良清教授以及匿名评审人在博士论文评审和答辩上给予的宝贵建议和支持。尤其需要感谢的是，我的家人在学习上、生活上和精神上给予我莫大的支持和鼓励，在此向他们致以最崇高的敬意。

由于笔者水平有限，缺点和错误难免，敬请各位同行、专家批评和指正！

目　　录

第一章　绪　　论

第一节　研究的目的及意义

一、研究的目的

全球深水领域的油气勘探在过去10年内有重大的发展，增加了740×10^8t油当量的深水油气。虽然目前深水油气勘探所探明的油气储量在迅速增加，但还不到目前全球油气总量的5%。目前，世界上深水油气勘探活动主要集中在西非、巴西和墨西哥湾3大热点地区，其他深水盆地油气勘探程度仍比较低。被动陆缘深水盆地仍是今后世界油气勘探的重点领域。

由于露头资料缺乏，钻探成本高，深水海域主要依靠地震资料对地下地质条件进行认识和推测（Saller 等，2008；Fonnesu，2003；Adeogba 等，2005；Gervais 等，2006；Jackson 等，2008）。近年来，高品质三维地震数据以及三维成像技术已成为浊流沉积体系研究的有力工具，推动了深水沉积理论研究向前不断发展（Prather 等，1998；Prather，2000，2003；Posamentier 和 Kolla，2003；Mayall 等，2006；Kolla 等，2001；Abreu 等，2003；Deptuck 等，2003；Navarre 等；2002）。

以尼日尔三角洲盆地和珠江口盆地为例，基于三维地震资料、钻井资料以及区域地质资料，对重力流沉积单元的沉积构型（外部形态、内部构型、物理性质以及叠置样式）、重力流沉积体系的主控因素和深水层序样式进行研究。

二、研究意义

理论意义：从深海钻探计划开始，深海沉积记录分析一直是深海沉积学和海洋科学重要科学进展的发源地（Chapin 等，2002；Ragagnin 和 Moraes，2008；Bruhn，1998；Jeanette 等，2003；Covault 和 Romans，2009；Saller 等，2004；李忠，2006）。尽管不同深水沉积体系由相同的基本沉积单元组成，但由于控制因素的差异，深水沉积体系之间差异较大。深水沉积主控因素与深水层序地层学的研究有利于揭

示深水沉积演化规律。早期关于浊流的扇形沉积体的概念和实验模式是基于简单陆坡条件的研究结果。随着深水区高品质三维地震资料的积累,对深海沉积过程及产物有了更加深入的了解。沉积物供应、区域盆地构造和相对海平面变化是深水沉积体系主要的、宏观的控制因素。然而,一旦沉积物到达陆架边缘甚至超过陆架边缘,陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间、重力流供给以及重力流持续时间则成为控制深水扇外形及岩相分布的主要因素。地震地层学、层序地层学、沉积学相互结合必将推动海洋深水沉积的研究。

现实意义:2009 年全球发现的 10 大油气田中,有 6 个位于被动陆缘背景的沉积盆地,且油气储量均富集于浊积岩储层中。深水砂岩储层结构差异很大,高砂地比的水道砂和朵体席状砂提供良好的储层,而低砂地比的水道充填和薄层堤岸储层很难达到经济规模,因此钻前深水储层预测非常关键。加强深水扇沉积构型及主控因素分析为深水油气勘探提供理论依据,有利于提高储层预测精度,实现深水砂岩储层的有效预测。

第二节 国内外研究现状及存在的主要科学问题

20 世纪 70 年代中期以来,深水沉积一直是国外沉积学研究的热点(Mutti 和 Normark,1991;Reading 和 Richards,1994;Cronin 等,1998;Galloway,1998;Shanmugam,2000;Moscardelli 等,2006;Pritchard 和 Gladstone,2009;McDonnell 等,2008)。近年来,我国南海北部深水区域的重力流沉积作用、底流沉积作用引起国内学者广泛关注(彭大均等,2004,2006;庞雄等,2007;邵磊等,2001,2007;钟广法等,2007)。相对国外的深水沉积研究,国内在这方面的研究起步较晚,研究程度较低。

一、深水重力流

1. 重力流的定义

Middleton 和 Hampton(1973)将沉积物搬运到深水环境的主要过程称为重力流。重力流是块体运动、碎屑流以及浊流等的总称。虽然很难对深海沉积物的搬运和沉积过程进行直接观测,但可以结合露头、测井、岩心、地震剖面、现代海底成像、海底取样、数值模拟以及水槽实验等方面的资料对重力流进行研究(Dasgupta,

2003）。三维地震成像和计算机技术的发展为进一步了解重力流的沉积过程及其产物提供了新的手段和数据。

2. 重力流的触发机制及触发周期

大部分重力流属于事件性沉积。上陆坡重力流触发机制主要是：地震引起的滑动；快速沉积、过陡作用或孔隙压力的改变导致的陆坡失稳和陆坡滑塌；高密度、高浓度的河流注入海洋时产生的高密度流（底流）；触发顺陆坡砂质流的细粒底流（Kneller 和 Buckee，2000；Mulder 等，2001）。

尽管没有重力流的触发周期记录，但可以推测在地震高发区，地震触发的重力流几十年或数百年就可以产生一次（Dasgupta，2003）。高浓度河流注入海洋并顺海底流动形成的高密度流形成周期更短（Mulder 等，2003）。世界上 84% 的河流能形成高密度流，占世界海洋沉积载荷的 53%（Dasgupta，2003）。由于河流具有较高的载荷能力，高密度流有可能几年就产生一次（Mulder 等，2003；Mulder 和 Syvitski，1995）。对亚马孙扇 2 万年期间沉积的 240m 泥质薄层进行年代测定显示，高密度流平均每 2 年就可以发生 1 次（Imran 等，2007）。地中海西部 Var 深海峡谷的岩心显示每 5～7.5 年就发生 1 次高密度流沉积（Mulder 等，2001）。

3. 重力流的分类

Lowe（1982）按照流体的流动特征和沉积物支撑机理，将重力流分为滑块、滑塌、碎屑流、颗粒流、液化流、流体流和浊流 7 种类型。

1）碎屑流

由于具有较高的基质强度，碎屑流的流动特征与塑性混凝土的特征类似，以塑性、层状的、黏滞性状态流动（Pratson 等，2000）。碎屑流的规模可大可小，可以顺陆坡长距离搬运到深海盆地。

碎屑流的高基质强度足以支撑砾级碎屑并形成沉积。碎屑流沉积物通常由泥、泥砂混合物、泥砂砾杂乱混合物组成。碎屑流内部的碎屑不规则排列，一些大碎屑呈叠瓦状排列。高基质强度的碎屑流沉积往往具有滑动和变形构造，但缺乏流体运动形成的沉积构造。

碎屑流由剪切流区和活塞流区组成（图 1－1）。位于碎屑流下部的剪切流区，其剪切强度大于基质剪切强度，碎屑流具有剪切作用，并且向上逐渐减弱。位于碎屑流上部的活塞流区，其剪切强度小于基质剪切强度，碎屑流以恒定的速度

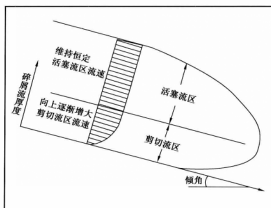


图 1－1　碎屑流内部流动结构剖面示意图
（据 Pratson 等，2000）

呈活塞状移动。受上覆周围海水的摩擦作用，碎屑流最上端部分的速度减小。

碎屑流是否具有很强的侵蚀能力尚有争议。一些近海底三维地震数据显示块体运动在海底可以发生侵蚀（Adeogba 等，2005；Posamentier 和 Kolla，2003；Moscardelli 等，2006；Posamentier，2003）。部分物理和数值模拟实验显示，碎屑流从起动到停止，沉积物的体积都不会增加，碎屑流不具有侵蚀底面的能力（Pratson 等，2000；Mohring 等，1998）。

当流速减小时，碎屑流的厚度增大，内部沉积物的浓度降低。当流速增大时，碎屑流的厚度减小，内部沉积物的浓度增加。碎屑流在自身重力作用下顺陆坡流动，与海底之间的摩擦力使其流速减弱。碎屑流顺陆坡搬运到梯度较低的海底后，内部的流体压力迫使碎屑流迅速扩展。当流体压力低于运动摩擦力的门槛时，碎屑流停止向前运动（Dasgupta，2003）。

2）颗粒流、液化流和流体流

颗粒流是由颗粒相互碰撞产生的扩散应力支撑的重力流。颗粒流内部具有较高沉积物浓度。液化流和流体流沉积物搬运期间，颗粒沉淀到流体底部，迫使孔隙流体向上运动，使内部颗粒保持悬浮状态。液化流和流体流的沉积物中往往具有逃逸构造。

3）浊流

浊流是一种具流体流变特征的重力流。浊流沉积物靠流体的涡流保持悬浮（图 1－2）。浊流可分为头部、主体和尾部三部分。头部侵蚀海底并且由主体部分托载侵蚀下来的沉积物（Kneller 和 Buckee，2000）。由于浊流与周围海水的黏性不同，在流体的摩擦界面处会产生一系列的涡流，称作“Kelvin－Helmholtz”式涡流（Simpson，1986）。

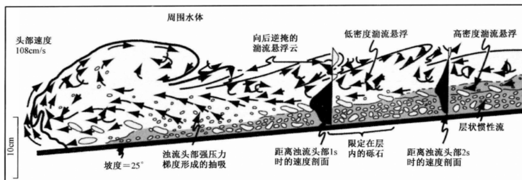


图 1-2 高密度浊流剖面示意图(据 Postma 等,1988)

浊流一旦起动,其内部沉积物的分配和速度结构非常复杂(Kneller 和 Buckee,2000)。浊流在重力和内部流体压力的共同作用下顺陆坡向下运动(Pratson 等,2000)。主体部分的速度可能比头部更快,试图超越头部,导致头部的厚度增大。

浊流具有侵蚀基底的能力(Pyrkin 等,1984)。即使浊流主体和尾部发生沉积,其头部仍可以持续捕获沉积物。而且"Kelvin-Helmoltz"式涡流可将沉积物从浊流的头部搬运到主体部位。周围海水也被捕获到浊流内部,捕获的海水一方面对沉积物浓度进行稀释,另一方面也增加了浊流的总体厚度。

沿浊流的搬运方向,其沉积物浓度不规则的增加或减小。如果侵蚀作用所捕获的新沉积物的总量小于沉积作用的散失量,浊流将终止。相反,若浊流的侵蚀作用所捕获的新沉积物总量大于沉积作用的散失量,浊流获得动量,其顺坡流动的同时继续发生侵蚀作用。然而,当沉积物浓度变得过高时,浊流被抑制,则可能转化成另一种沉积支撑机理的重力流。

4. 重力流的流动状态

浊流的速度逐渐减小时,形成越来越细的鲍马序列,但浊流的速度并不都是逐渐减小的,可以增大,也可以保持恒定(Kneller 和 Branney,1995;Kneller,1995)。海底地形的起伏不平和梯度变化可能是导致浊流速度变化的主要因素。沿浊流的流动方向,陆坡梯度的增加或限定性海底地形都可以导致浊流速度增大。沿浊流的流动方向,坡度逐渐变缓可以维持浊流速度不变。沿浊流的流动方向,由限定性海底地形变为非限定性地形,浊流的速度降低。当浊流遇海底障碍时,流体

可能部分或全部越过障碍,或绕过障碍边缘,或被障碍限定或捕获,甚至会改变流动方向并从障碍物流回(图1-3)。这些流动过程与浊流的速度、浊流的密度、浊流内部的流体分层以及障碍物的高度有关(Kneller 和 McCaffrey,1999)。

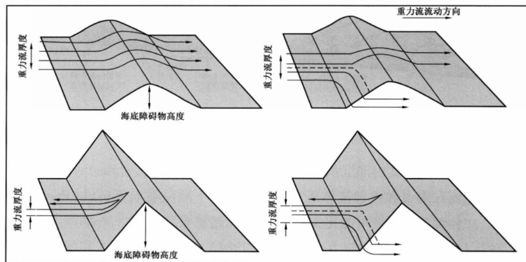


图1-3 海底地形对重力流影响示意图(据 Kneller 和 McCaffrey,1999)

5. 不同流体间的相互转化

重力流随时间的推移和空间位置的变换而发生转化。然而,由于露头的长度和方位的限制,很难对单层重力流沉积进行长距离追踪。Pratson 等(2000)认为碎屑流不可能转化为浊流。当沉积物浓度大于10%时,流体的黏性抑制了水和沉积物之间的交换,沉积物浓度保持恒定。尽管流体转化的直接证据很少,但也有一些关于流体转换的报道(Haughton 等,2003;Drinkwater 和 Pickering,2001)。Al-Siyabi(1998)描述了5m范围内悬浮层与块状砂岩间的转化,岩层由泥质含量9%~20%且具有大量逃逸构造的悬浮层转化为泥质含量仅4%~7%无流体逃逸构造的块状砂岩。

在顺流方向上,Remacha 和 Fernandez(2003)利用标志层对西班牙中南部比利牛斯山始新统 Hecho 组单层重力流沉积进行数十千米的追踪对比研究,这些单层重力流沉积由粗粒水道充填向细粒水道—朵体和席状朵体转化。

实验室研究结果证实重力流沿流动方向可以发生流体转化(Hampton,1972;

Marr 等,2001;Mohrig 和 Marr,2003)。在水槽实验中,碎屑流通过两种方式转化为浊流:碎屑流表面颗粒与颗粒之间侵蚀形成的沉积物被喷射到上覆水体内形成浊流;湍流将碎屑流前端的周围水体混入头部稀释成浊流(Marr 等,2001;Mohrig 和 Marr,2003)。碎屑流头部的侵蚀物质产生的上覆低密度浊流超过碎屑流并顺陆坡流动,在碎屑岩顶部和前端形成薄的浊积岩。二者之间的转化取决于流体头部的动应力是否能够克服碎屑流的有效屈服强度。动应力足够大,碎屑流前端周围海水被捕获到碎屑流头部,促使碎屑流向低密度浊流转化。若动应力不能克服屈服强度,则碎屑流前端的颗粒与颗粒发生侵蚀,侵蚀颗粒被喷射到上覆水体内形成浊流。

实验证实了单一流体内存在多种重力流类型(Marr 等,2001;Mohrig 和 Marr,2003)。Postma 等(1988)认为碎屑流、低密度浊流和高密度浊流是重力流的组成部分。重力流称为“二元重力流”,底部快速流动的相对粗粒层和上覆湍流悬浮的细粒层。底层相当于高密度浊流,上部湍流悬浮细粒层则相当于低密度浊流(Shanmugam,1996)。

Wagerle(2001)建立了一个新的模型:流体底部由沉积物浓度大于 50% 的碎屑流组成,流体的头部和主体分别由沉积物浓度 20% ~50% 的高密度浊流和浓度低于 20% 的低密度浊流组成,流体各个部分的沉积物沿沉积方向在不同的时间和不同的位置都可以沉积。

重力流的流体组分发生分离的过程称为流体剥离(flow stripping)(Piper 和 Normark,1983)。流体剥离过程被认为是弯曲水道特有的现象(Migeon 等,2004)。与河流相似,流体剥离过程发生在弯曲水道的外部。高速的重力流不能通过水道弯曲带,而是从水道壁溢出,在水道外侧形成扇状沉积。粗粒物质滞留在水道内,而细粒的沉积物被搬运到水道弯曲带的下方或溢出水道形成堤岸沉积。

近几年,南海北部深水沉积地层内的块体搬运沉积体系、浊积水道等重力流沉积单元的沉积特征、沉积序列以及不同重力流流体之间的转换已引起国内学者的关注(王海容,2009;Sun 等,2011)。白云凹陷高分辨率三维地震资料及钻井资料显示,沿陆坡倾向,块体搬运沉积体系逐渐演化成水道、水道—堤岸复合体及朵体沉积(图 1 -4)。L1 井 3061. 67 ~3062. 42m 岩心数据提供了不同流态重力流之

间的转换证据:3062.17～3062.42m 下部为碎屑流沉积,浅灰色同生砾岩,粉—细砂质同生砾石呈大小不一的棱角状和塑性变形状被泥质支撑(图 1－5g);3061.92～3062.17m 为浊流形成的浅灰色粉—细粒砂岩,具不明显的正粒序,底部见冲刷面(图 1－5h);3061.87m 处是第 3 套重力流与第 2 套重力流沉积形成的岩性突变面,第 3 套重力流沉积物主要是低密度浊流形成的暗色泥岩夹浅灰色泥质粉砂岩变形条带,部分被滑动、拉裂而成变形泥砾(图 1－5i)。

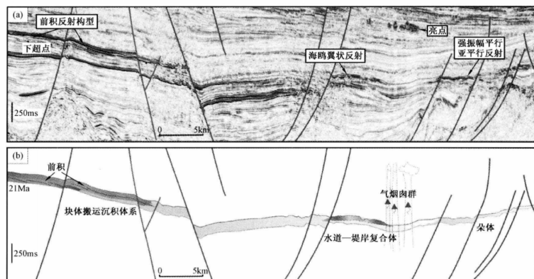


图 1－4　块体搬运沉积体系—水道堤岸复合体—朵体演化剖面(李磊等,2012c)

(a)典型地震剖面;(b)地质解释剖面

白云凹陷 21Ma 为陆坡深水环境,发育丰富的深水重力流沉积体系。由于受裂陷期的影响,陆坡区发育规模较大的坡内盆地(图 1－6)。该时期白云凹陷所控制的坡内盆地规模远大于重力流供给量,重力流沉积体系主要分布于该坡内盆地。研究区三维地震资料、钻测井资料揭示了块体搬运沉积体系、水道堤岸复合体及朵体等深水重力流沉积单元的内部结构、外部形态、叠置样式及成因(图 1－4)。基于古陆坡地形特征及深水沉积体系建立研究区 21Ma 深水沉积模式(图 1－6)。陆架边缘所发育的古珠江三角洲及上陆坡由于重力失稳等因素发生垮塌,在上陆坡形成块体搬运沉积体系。块体搬运沉积体系在上陆坡呈扇状分布,顺陆坡倾向逐渐减薄,呈楔形特征。沉积体内部粒度分选性差,地震上呈杂乱反射特征,局部

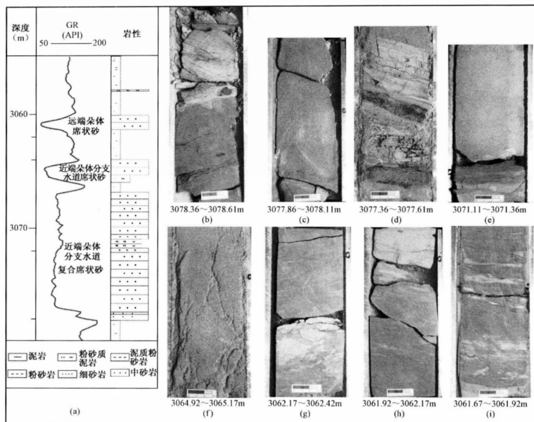


图 1－5　白云凹陷 L1 井测井(a)及岩心数据(b—i)(李磊等,2012c)

对下伏地层进行侵蚀,见侵蚀擦痕。块体搬运沉积体系前端发育水道、水道—堤岸复合体及朵体。重力流顺陆坡向下迁移的过程中,发生不同流态转化。由于不同流态的重力流发生侵蚀、溢流和沉积作用而形成水道、水道—堤岸复合体和朵体沉积。

二、深水扇模式及其控制因素

当陆架边缘或上陆坡的剪切应力超过其剪切强度时,陆架边缘或上陆坡可能发生滑塌或滑动,并顺陆坡向下移动,形成重力流。海底峡谷出口处的坡度变缓,重力流的能量减弱,沉积物迅速堆积,形成扇状堆积体,即深水扇。

20 世纪 50 年代至 70 年代建立了多个深水扇模式(Walker,1978;庞雄等,2007)。Walker(1978)在总结前人扇模式的基础上,提出了单源供给的综合扇模

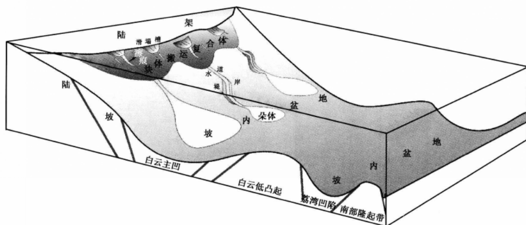


图1-6　南海北部白云凹陷21Ma深水沉积模式(李磊等,2012c)

式。由于该模式对深水扇的影响因素考虑过于单一和理想化,Walker(1992)也放弃了该模式。

Reading和Richards(1994)认为沉积粒度、沉积通量(体积、速率和持续时间)、补给体系的特征(单源、多源、线源)是影响深水扇形态的关键因素。基于粒度大小,将深水扇分为:富砾扇、富砂扇、砂泥混合扇和富泥扇。依据补给体系的特征将深水扇划分成:点源深水扇、多源缓坡以及线源陆坡裙。

Stow(2000)认为较大规模的环境研究仅适用于一级深水沉积体系的特征和分类研究,其强调对3个方面的研究:海平面和构造因素对深水沉积体系影响的差异;深水沉积过程对沉积物特性的影响;深水沉积构型。

Bouma(2000)认为细粒深水扇与粗粒深水扇在构型单元和组合关系上有很大差异。

Shanmugam(2000,2002)对浊流及浊积岩模式提出了10点质疑,认为深水中常见的沉积物主要是与岩崩、滑动、滑塌、碎屑流等相关的沉积物,真正的浊流沉积不多见,并提出了适合陆坡和陆坡底部地区的非水道化和水道化的碎屑流沉积体系模式(图1-7)。富砂陆架发育非水道化砂质碎屑流体系。而富泥陆架发育水道化碎屑流体系,砂质碎屑流主要位于水道内和水道末端。尽管砂质碎屑流可以形成朵状砂体,但这些朵状砂体与经典的浊流所形成的朵体相比,横向连续性差。

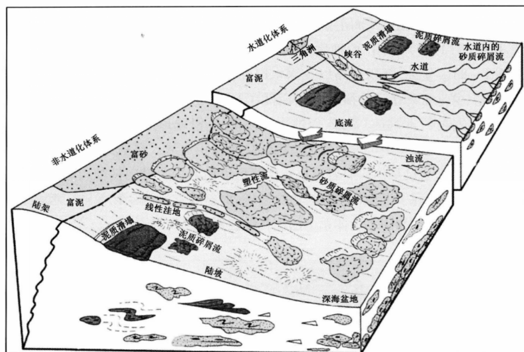


图 1 –7 水道化与非水道碎屑流为主沉积体系模式(Shanmugam,2000)

Shanmugam(2003,2009)强调沉积过程与响应研究,即加强对物源供给、沉积过程以及沉积后的改造等方面的研究。

早期的朵状体、扇形沉积体和深水扇的概念是基于非限定性海底地形而提出的概念和模式。许多深海沉积实例表明,深水沉积物的分布和几何外形受海底地形的影响,复杂陆坡地形对砂体沉积的构型和样式的控制受到广泛关注(Prather, 1998;Prather, 2003;Mutti 和 Normark, 1991;Galloway, 1998;Kneller 和 McCaffrey, 1999)。

Van Andel 和 Komar(1969)提出用"ponding"来描述大量浊流完全被限定在一个封闭地形内的状况。

Pickering 和 Hiscott(1985)用"contained turbidite"来形容在很小空间内不能进行全方位流动的浊流所形成的层状沉积体。

Mutti 和 Normark(1987)识别出 4 种基本的浊积盆地,并强调长期稳定的汇聚盆地(receiving basin)和沉积物体积控制深水扇的外部形态和亚相。

Mutti 和 Normark(1991)强调浊流体积、组分、盆地的类型和构型是控制浊积体系的几何形态和相模式的主要因素。

Ross 等(1994)识别出两种盆地边缘,用陆坡调整模式解释峡谷、深水扇的形成(图 1 - 8)。侵蚀、沉积过路以及深水扇的上超与盆地的地形变化有关。当沉积物供给、盆地沉降达到均衡时,形成前积(均衡)边缘。当上陆坡梯度大于均衡梯度时形成侵蚀(非均衡)边缘,侵蚀边缘以侵蚀、滑塌以及沉积过路为特征。深水扇的上超和加积作用可以使侵蚀边缘转化为前积边缘。海平面的快速上升、构造变形、碳酸盐岩沉积向碎屑岩沉积转化等可以使前积边缘向侵蚀边缘转化。相对海平面下降有利于沉积物向陆架边缘输送,但盆地形态的变化导致陆坡调整过程则是陆坡不整合和深水扇体系上超演化的主要控制因素。

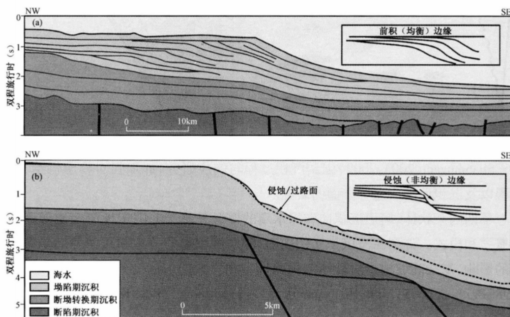


图 1 - 8 均衡边缘和非均衡边缘(据 Ross 等,1994)

(a)格陵兰岛东部海岸均衡边缘;(b)美国东海岸巴尔的摩峡谷非均衡边缘

Kneller 等(1997)利用水槽实验展示束缚地形和盐刺穿地形对浊流沉积效果的影响。

Galloway(1998)强调了沉积物供给历史和原有陆坡地形对陆坡和陆坡底部发

育的沉积体系的重要影响。

Prather 等(1998)提出理想化池状沉积序列的演化模式和理想化沉积过路演化模式,并阐述了墨西哥湾深水盆地充填过程中所呈现的主要地震相单元,把这些地震相单元与不同类型的可容空间联系在一起。

Prather(2003)认为陆坡地形对深水储层的分布、品质具有重要影响。非均衡陆坡发育良好的池状可容空间(ponded accommodation)和陆坡愈合可容空间(healed slope accommodation)。席状砂经常出现在池状可容空间内,周期循环出现的水道、席状砂和块体搬运沉积主要出现在陆坡愈合可容空间内,弯曲带状水道砂常常出现在阶梯状陆坡内。

Smith(2004)把复杂陆坡地形分成串状孤立闭合次盆地和未有效闭合、连通的弯曲通道(图 1 -9),认为充填样式和储层结构由沉积物供给的体积、重力流性质、汇聚盆地空间的相对规模、盆地沉降的相对速率以及沉积充填的过程所控制。

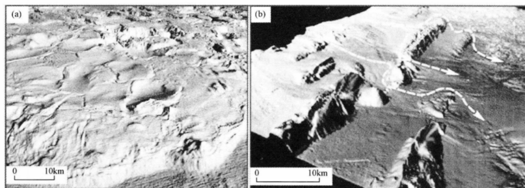


图 1 -9 地形复杂陆坡实例(据 Smith,2004)

(a)墨西哥湾陆坡;(b)婆罗西北陆坡

Bouma(2004)识别出细粒富泥和粗粒富砂两类浊积体系,认为控制深水体系的 5 个主要因素(构造、气候、沉积物特征、沉积过程和海平面变化)通常相互作用,并导致盆地类型、沉积过程、粒度范围以及沉积物分布的差异(图 1 -10)。细粒扇可以形成于被动边缘背景和活动边缘背景的盆地平原,大部分砂体沉积到远端扇。粗粒扇往往发育在活动边缘背景的盆地平原,其厚度和粒度在顺流方向减小。非限定性盆地规模一般较大,物源离岸线较远,常常发育细粒扇。构造限定性盆地一般都靠近物源,常常发育粗粒扇。

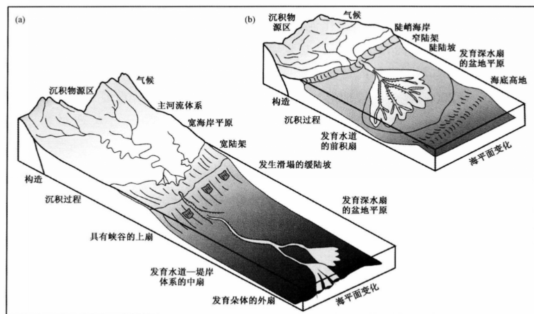


图 1－10　两种深水扇模式示意图(据 Bouma,2004)

(a)细粒—富泥扇模式;(b)粗粒—富砂扇模式

关于坡脚逆冲带的重力逆冲构造对深水水道砂体的沉积构型及样式的控制,Heinio 和 Davies(2007)认为垂直于水道—堤岸体系的生长褶皱导致膝折点(knickpoint)迁移,生长褶皱使水道梯度发生变化,引起浊流载荷能力或侵蚀能力的改变。

三、深水碎屑岩层序地层

Vail 等(1977)认为海平面变化旋回的不同阶段发育低位、海侵和高位体系域,且大多数深水沉积体系形成于低位体系域。

Mitchum(1984,1985)首次提出了盆底扇的地震识别标准。

Mutti(1985)建立了第一个综合性的深水层序地层模式,强调理解不同浊流成分的性质和分布必须在层序内分析相的时间和空间上的变化,并把富砂、富泥和砂泥混合型深水沉积体系同海平面变化联系了起来。

Vail(1987)把不同的深水沉积体与相对海平面变化联系起来,建立了新的物源供给模式。盆底扇、斜坡扇、前积楔状体 3 部分深水沉积体主要分布于低位体

系域。在海侵体系域和高位体系域,沉积物输送量减少导致深海盆地粗粒沉积减少,沉积物主要是深海泥质沉积。

Galloway(1989)把一个成因地层层序定义为:一套以广泛分布的海泛面为界,记录盆地边缘海退建造作用和盆地充填作用的、具有明显的幕式旋回的沉积组合。成因层序地层学把海泛面和凝缩层作为对比单元。

Posamentier 等(1991)强调层序格架内沿岸流和三角洲规模对深水沉积体系的影响。

Muntingh 等(1993)认为,为了分析不同低位体系域的差异,必须考虑高位体系域滨岸相关沉积物的分布,尤其是海岸附近沉积物粒度和输送系统的性质。

盐岩、泥岩和基底构造形成的复杂陆坡地形使得深水沉积的层序解释变得复杂(Prather 等,1998;Prather,2000,2003;Mallarino 等,2006;李磊等,2008a,2008b)。尽管深水沉积的自旋回和能量通量的偶然变化使地层结构变得更加复杂,但它们产生的沉积单元往往更加突出。合适的层序地层格架使这些沉积单元的解释更加合理。常见于层序底部的块体搬运沉积(mass transport deposits)作为一种显相沉积体在深水沉积研究中越来越引起人们的关注(Posamentier 和 Kolla,2003;Posamentier,2003;李磊等,2008a,2008b;蒋恕等,2008;Strozyk 等,2009)。由于陆架边缘海平面相对变化旋回,深水沉积盆地往往具有这样一种沉积序列:底部的块体搬运沉积被浊积朵体所覆盖,这些浊积朵体又被水道—堤岸复合体所覆盖,序列最上部为披覆的凝缩层(Posamentier 和 Kolla,2003;Posamentier,2003)。

经典层序地层模式由于过分简化,自从发表以来受到了很多质疑(Galloway,1989;Miall,1991;Shannon 等,2005;Catuneanu 等,2009)。成因地层学选择陆架和深海同时存在的最大海泛面而不依赖海平面下降产生的陆上侵蚀面作为层序边界,但仅把地层划分到成因地层“层序”级别无法彻底解决古地理和沉积相展布,因此,成因地层学并未被广泛采用。目前,深水层序地层研究存在 4 个方面的问题。

(1)深水盆地不整合面的产生原因与浅水盆地有所不同。在浅海环境,不整合面通常是由于海平面下降造成的,不整合面被看作等时地层标志。然而,在深水环境,不整合面的形成原因很多,很少是由于海平面变化引起的。深水沉积被不同级别的界面所分割,由成因相联系的、相对整一的序列组成。这些界面可能是

侵蚀面也可能是沉积界面。高频界面往往是自旋回和点源迁移形成的界面,而不是由于海平面升降形成的界面。海平面升降事件往往具有低频和年代地层意义。在深水环境,海平面升降、环境变化、风暴和火山灰降落事件等均具有年代地层含义。

(2)深水盆地的沉积物供给比浅海环境复杂。一部分为陆源物质,另一部分可能是沿陆坡搬运的等深流沉积物或陆坡滑塌物质。

(3)经典的层序模式认为低位体系域存在明显的盆底扇、斜坡扇和低位前积楔状体,斜坡扇和低位前积楔状体下超在盆底扇之上。但实际陆坡上没有明显的斜坡扇,低位前积楔状体很少下超在盆底扇之上,陆架和深水沉积没有直接相连。这种不连续在陆架边缘到上陆坡的侵蚀区域很常见。因此,对深水扇进行层序地层解释非常具有挑战性,将其与海岸、浅水沉积体系之间进行对比是不可能的。

(4)经典层序地层模式仅说明了海平面控制的点物源供给海底扇模式,适用于陆坡地形简单的沉积环境。然而,在控制因素更加复杂的地区,还应综合考虑沉积物来源、物源供给粒度、沉积物输送系统、陆架宽度、盆地类型、构造活动等因素。如果未充分识别和考虑这些控制因素,将导致模式过分简化甚至错误解释。

四、被动陆缘深水沉积存在的主要科学问题

深水沉积体系的影响因素众多,仅利用一个沉积模式刻画所有已知的深水扇或浊积体系是不可能的。一些学者利用某一或几个地区的资料建立了深水沉积模式,一些学者则利用另外一些资料对前人的模式进行了修改。许多学者提出了一些研究富砂和富砾扇的优秀沉积模式(Walker,1978;Normark,1970)。研究过程中,人们逐渐发现已有的模式并不能概括所有浊积体系,又提出一些改进的模式(Mutti 和 Normark,1991;Reading 和 Richards,1994;Mutti 和 Normark,1987;Pickering 等,1986)。这些模式要么过于综合而忽视了一些沉积构型细节,要么仅强调其中一个或两个方面。Shanmugum(2000)甚至提出,在深水沉积体系研究中应废弃扇模式,在不同的地区,不同的地层应加强沉积过程的研究。

不同地区或同一地区不同时代的地层所发育的深水扇沉积体系千差万别,但组成这些深水沉积体系的基本要素却是相同的。深水沉积体系的差异主要体现在这些基本要素的组合关系上。深水沉积体系基本要素如何组合问题也就是深水沉积体系的控制因素问题。深水层序研究有利于揭示不同深水扇沉积体系的叠置和演化规律。因此,本书主要关注以下 3 个方面的科学问题。

(1)深水沉积体系的基本沉积单元类型,深水沉积单元的沉积构型(外部形态、内部构型、物理性质及叠置样式)。

(2)深水沉积体系分布样式的主要控制因素。

(3)深水层序界面的识别、深水层序地层样式及深水沉积层序模式。

第三节 研究区选择

一、尼日尔三角洲盆地区域地质背景及勘探现状

尼日尔三角洲盆地位于非洲西部边缘的几内亚湾,东以喀麦隆火山带为界,西以4000m等深线和达荷美盆地为界(图1－11)。尼日尔三角洲西部陆架宽度50～70km,陆架坡折位于水深150～200m处。尼日尔三角洲盆地从陆向盆地方向依次分为5个构造带:伸展构造带、底辟带、内逆冲褶皱带、滑脱褶皱带、外逆冲褶皱带(图1－12)。尼日尔三角洲盆地的新生界主要由阿卡塔组、阿格巴达组、贝宁组3套岩性地层单元组成(Doust和Omatsola,1990)。始新世以来,海平面下降和高沉积速率所形成的尼日尔三角洲是世界上最大的海退型三角洲之一(Doust和Omatsola,1990)。尼日尔河(其长度4160km,流域面积209km^2)为尼日尔三角洲提供了丰富的沉积物,在陆坡和深海平原发育3个深水扇沉积体系(图1－11)。



图1－11 尼日尔三角洲盆地位置图(据Corredor等,2005)

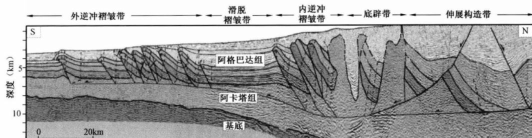


图 1-12　尼日尔三角洲盆地构造区带划分(据 Corredor 等,2005)

研究区位于尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带,属于外逆冲褶皱带,平均水深 1600m(图 1-11)。工区拥有 1500km 的二维地震测线,近 $700km^2$ 三维地震数据。新生代深水沉积地层的地震频带较宽,为 3~90Hz,深层地震主频 30Hz,浅层地震主频 45Hz(图 1-13)。

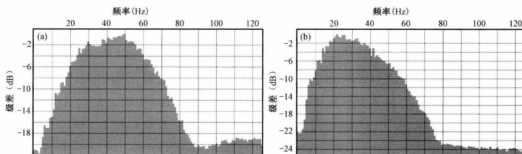


图 1-13　尼日尔三角洲深水研究区三维地震资料频谱分析

(a)浅层地震数据频谱;(b)深层地震数据频谱

欠压实的陆坡泥岩沿盆地方向缺乏侧向支撑导致陆坡失稳,发生滑塌和滑动作用。中中新世晚期重力滑动作用开始后,下陆坡发育复杂的重力逆冲构造(图 1-14)。重力滑动作用形成的逆冲褶皱带具有复杂的逆冲构造样式。构造样式主要是断层转折褶皱及其组成的叠瓦逆冲构造系列。逆冲断层多处错断阿格巴达组,在阿卡塔组顶部变缓,形成拆离面(图 1-12)。断层相关褶皱后翼形成大量的微盆地(minibasin)。研究区发育 NW 向、NE 向两组断层,逆冲构造使海底具有复杂的地形特征(图 1-14、图 1-15)。

陆架边缘形成的重力流经海底峡谷搬运到下陆坡和深海平原区域。复杂的

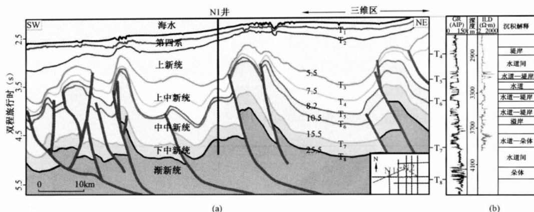


图1-14　区域地质剖面及沉积相分析

(a)区域地质剖面;(b)N1 井单井相

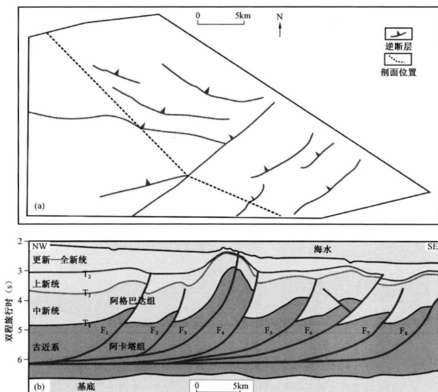


图1-15　尼日尔三角洲深水研究区 T_2 构造图及典型构造样式剖面

(a) T_2 构造图;(b)典型构造样式剖面

海底地形对重力流的沉积过程及沉积物分布具有重要的影响。中中新世重力逆冲构造形成之前,研究区主要发育水道—朵体沉积体系(图 1 - 16a),中中新世晚期重力逆冲构造形成之后,深水重力流沉积体系受复杂陆坡地形的影响发育朵体—水道—朵体沉积体系(图 1 - 16b)。始新世以来,尼日尔三角洲盆地相对海平面变化以海退为特征(Doust 和 Omatsola,1990)。

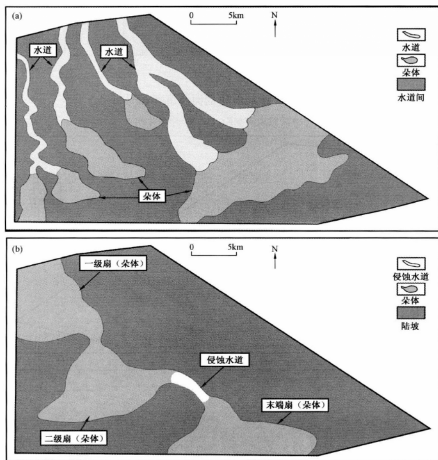


图 1 - 16　尼日尔三角洲深水研究区不同时期沉积体系

(a)中中新统水道—朵体沉积体系;(b)第四系朵体—水道—朵体沉积体系

研究区目前仅有 N1、N2 两口探井。钻井证实中新统发育多套深水水道、朵体(图 1 - 14b)。中新统进积特征明显,下中新统至中中新统主要以朵体和水道沉

积为主，上中新统以水道和堤岸沉积为主（图 1－14b）。在深水沉积环境，深水重力流沉积与周围深海泥质沉积存在较大的波阻抗差异（图 1－17）。

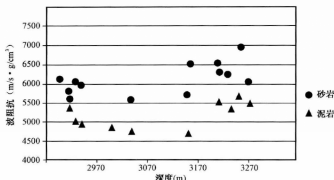


图 1－17　尼日尔三角洲深水研究区砂岩—泥岩波阻抗统计

二、珠江口盆地区域地质背景及勘探现状

珠江口盆地位于我国南海北部，面积 $17.5\times10^4km^2$，是一个新生代被动陆缘断陷盆地（彭大均等，2005）。白云凹陷位于南海北部陆坡区，是珠江口盆地最大的凹陷。水深 200～2000m，面积约 $2.1\times10^4km^2$，沉积厚度大于 11km（图 1－18）。

白云低凸起将白云凹陷分成白云主凹和荔湾凹陷两部分，白云主凹宽约 80km，荔湾凹陷宽约 70km（图 1－19）。白云主凹两边断层活动持续时间较长，一直持续到 23.8Ma。白云凹陷在纵向上具有断陷、断坳、坳陷三层盆地结构（孙珍等，2005）。23.8Ma 以前，白云凹陷为浅海陆架环境，之后转为陆坡深水环境（庞雄等，2007）。白云凹陷在距今 23.8—18.5Ma 期间沉降速率大于 270m/Ma，17.5—15.5Ma 和 13.8—12.5Ma 最大速率分别达到 1226m/Ma 和 1128.5m/Ma（庞雄等，2007）。23.8Ma 之后的白云凹陷是南海北部陆坡发育的大规模坡内盆地（intraslope basin）之一。21—10.5Ma 期间，海平面下降到陆架坡折之下，白云深水区发育 6 套深水扇（彭大均等，2004，2005）。

研究区位于白云主凹，勘探程度较低，有两块三维地震资料，工区总面积 $4500km^2$（图 1－18）。新生代深水沉积地层的地震频带较宽，为 3～80Hz，深层地震主频 30Hz，浅层地震主频 45Hz（图 1－20）。21—13.8Ma 陆坡坡度较缓，主要发育水道、水道堤岸复合体和朵体（图 1－21、图 1－22a）。L1 井在 21Ma 地层钻遇浊积岩储层（图 1－21）。13.8Ma 至今，主要发育侵蚀水道和朵体（图 1－22）。

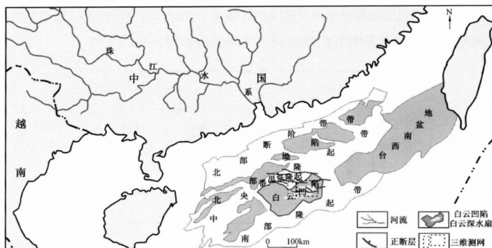


图 1－18　白云凹陷位置图

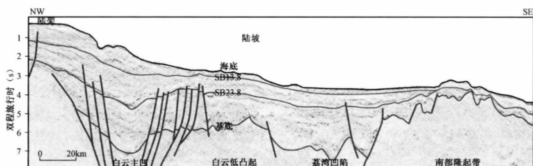


图 1－19　白云凹陷区域地震剖面

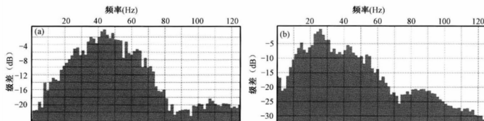


图 1－20　白云凹陷三维地震资料频谱分析

(a)浅层地震数据频谱;(b)深层地震数据频谱

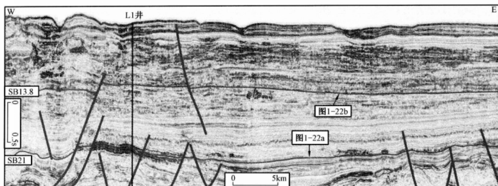


图 1－21 白云凹陷三维区典型地震剖面

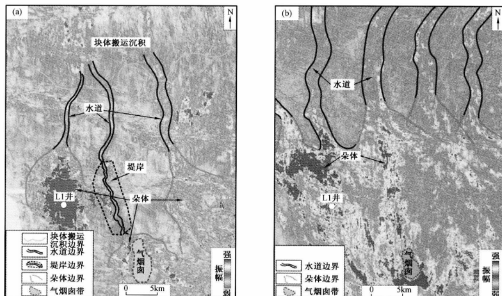


图 1－22 白云凹陷三维研究区不同时期沉积体系

(a)SB21～40ms 均方根振幅属性(李磊等,2012c);(b)SB13.8～40ms 均方根振幅属性

三、小结

被动陆缘背景的尼日尔三角洲盆地和南海北部珠江口盆地研究区的高品质三维地震资料、少量钻井资料以及成熟的成像技术为深水重力流沉积单元的识别、沉积构型研究提供了必要的数据和技术手段。尼日尔三角洲盆地第四系陆坡受重力逆冲作用的影响形成大量的微盆地，发育朵体—水道—朵体沉积体系。珠

江口盆地第四系陆坡受裂陷期伸展作用的影响形成大型坡内盆地，发育滑塌—水道—朵体沉积体系。丰富的重力流沉积体系以及高分辨率三维地震资料有利于开展不同复杂陆坡地形（微盆地和大型坡内盆地）条件下的深水沉积体系主控因素以及深水沉积层序模式的研究。

第四节　研究内容与技术路线

一、研究内容

世界范围内的古代和现代深水盆地发育了大量的重力流沉积。各种重力流沉积物的识别和发育机制研究已成为深水沉积研究的热点。中新世以来，被动陆缘背景的尼日尔三角洲西部陆坡和南海北部陆坡发育大量的深水重力流沉积。本书围绕深水沉积存在的3个主要科学问题，以高品质的三维地震数据为基础，主要开展4个方面的研究（图1-23）。

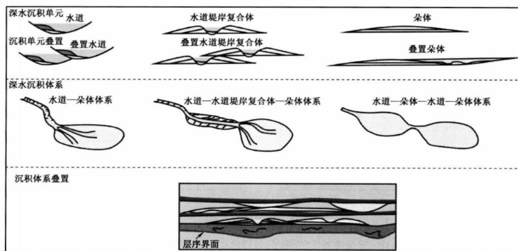


图1-23　主要研究内容示意图（李磊等，2012b）

（1）开展深水重力流沉积单元识别和重力流沉积单元的外部形态、内部构型、物理特性和叠置样式的研究。

（2）研究重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面和可容空间

等因素对微盆地和大型坡内盆地的深水重力流沉积体系的控制。

(3)建立深水层序界面的识别标志、深水层序样式以及微盆地和大型坡内盆地的沉积层序模式。

(4)开展深水储层、成藏组合以及深水圈闭类型分析。

二、技术路线

高品质三维地震资料和相关技术的不断发展加深了对深海沉积动力过程和产物的了解,推进了深水沉积学的发展。本书以三维地震资料为基础,结合钻测井资料对深水沉积研究中存在的深水沉积单元构型、深水沉积体系主控因素和深水沉积层序模式3个主要科学问题开展研究。针对4个方面的主要研究内容,制定了详细的技术路线(图1-24)。

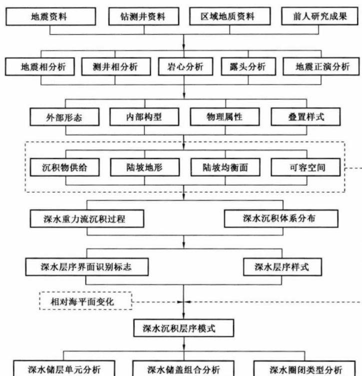


图1-24 技术路线图

(1)利用三维地震资料开展深水重力流基本沉积单元的识别。对每一类深水重力流沉积单元,开展地震相分析、测井相分析、岩心分析、露头分析以及地震正

演模拟研究。总结每一类深水沉积单元的外部形态、内部构型、物理性质以及叠置样式特征。

(2)基于高分辨率三维地震资料,利用地震相分析技术、地震属性分析技术、分频技术以及三维成像技术开展陆坡地形、陆坡均衡面和可容空间等因素对微盆地和大型坡内盆地深水重力流沉积体系的控制研究。

(3)综合利用地震资料、测井资料、岩心数据、露头剖面建立深水层序界面的识别标准与深水层序地层样式。综合考虑海平面变化、重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面和可容空间对深水沉积过程的影响,建立微盆地和大型坡内盆地的深水沉积层序模式。

(4)在深水重力流沉积单元的沉积构型、深水沉积体系主控因素和深水层序地层研究的基础上开展深水储层单元、储盖组合以及圈闭类型研究。

第五节 主要认识

利用尼日尔三角洲西部深水研究区和白云凹陷研究区的三维地震资料和3口钻井数据开展深水扇沉积构型及主控因素分析,取得5个方面的研究成果。

(1)不同盆地的深水重力流沉积体系的总体分布特征具有较大的差异,但深水重力流沉积体系的基本沉积单元是相同的,均由块体搬运沉积、水道、水道堤岸复合体和朵体4种基本沉积单元按一定的组合方式组成。

块体搬运沉积、水道、水道堤岸复合体和朵体是组成深水重力流沉积体系的基本沉积单元。通过地震资料、钻测井资料分析以及地震正演模拟,系统总结了4种基本沉积单元的外部形态、内部构型、物理性质及叠置样式。

块体搬运沉积在地震剖面上往往呈斑点状杂乱反射特征,对下伏地层具有明显的侵蚀作用,底部往往具有线性擦痕。块体搬运沉积由于内部变形形成叠瓦逆冲构造,其表面地形往往起伏不平。块体搬运沉积与朵体、水道、深海披覆沉积等深水沉积单元组成沉积序列,块体搬运沉积往往位于沉积序列的底部。

深水水道往往呈"V"形或"U"形地震反射特征,是重力流向深水区搬运粗粒沉积物的通道和沉积场所。深水水道充填沉积物的岩性变化很大,可以是泥质充填也可以是砂质充填,主要取决于物源性质、供给丰富程度、重力流持续时间、海

平面变化。水道富砂或富泥的程度可以根据水道的宽深比、弯曲度、稳定性来判别。水道演化主要经历侧向迁移、垂向加积和消亡3个阶段。侧向迁移期的水道以侵蚀为主,弯曲度较大。垂向加积阶段的水道发生侵蚀和沉积,弯曲度相对较小。

水道堤岸复合体在地震剖面上往往具有海鸥翼状反射特征,一般发育在侵蚀水道下方地形坡度相对较小的区域。水道加积阶段重力流溢出水道,多期的溢岸沉积在水道边缘形成楔状堤岸沉积体。堤岸沉积物主要由薄层席状砂组成。堤岸脊将堤岸分为内堤岸和外堤岸两部分。沉积物粒度由内堤岸向外堤岸逐渐变细,外堤岸逐渐过渡为泥质沉积。

朵体是重力流在水道末端形成的朵状沉积体,由复合席状砂和互层席状砂组成。朵体在地震剖面上一般表现为强振幅平行反射,平面上呈朵状特征。

(2)重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间因素的差异导致尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带和白云凹陷第四系陆坡沉积体系的差异,前者发育多级水道—朵体沉积体系,后者发育滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系。

尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带第四系陆坡受早期重力滑动作用影响存在多个微盆地,发育池状可容空间和陆坡可容空间。受微盆地地形、陆坡均衡面、可容空间、重力流供给量和重力流持续时间的影响,该地区发育多级朵体—水道—朵体沉积体系。南海北部白云凹陷是陆坡区发育的大型坡内盆地,上陆坡的坡度大于陆坡均衡面的坡度,不发育陆坡可容空间,以滑塌和侵蚀作用为主。坡内盆地的坡度小于陆坡均衡面的坡度,发育陆坡可容空间,且陆坡可容空间远远大于重力流体积,以非限定性沉积作用为主。白云凹陷第四系发育滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系。

(3)深水地层存在块体搬运沉积—朵体—水道—深海披覆沉积和朵体—水道—深海披覆沉积两种深水沉积序列。深水层序具有二分体系域特征,低位体系域主要发育重力流沉积,海侵—高位体系域则主要发育深海披覆沉积。建立了两种典型的深水层序样式:块体搬运沉积—朵体—水道—深海披覆沉积序列和朵体—水道—深海披覆沉积序列。

(4)综合考虑重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间和相对海平面升降因素,建立了南海北部单一坡内盆地的深水沉积层序模式和

尼日尔三角洲坡脚逆冲带多个微盆地的深水沉积层序模式。

南海北部坡内盆地的深水沉积层序模式可以分为4个阶段:低位体系域早期发育滑塌、侵蚀水道、朵状的块体搬运沉积;低位体系域中期发育侵蚀水道、加积浊积朵体;低位体系域晚期发育侵蚀水道、退积浊积朵体;海侵—高位体系域发育深海披覆沉积。尼日尔三角洲坡脚逆冲带的多级朵体—水道—朵体沉积体系的演化复杂,除了受重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间这些影响因素以外,还受微盆地数量的影响。

(5)低位体系域发育的朵体席状砂、水道砂岩以及堤岸薄层席状砂提供了良好的储层。海侵—高位体系域广泛分布的深海披覆沉积提供了良好的区域盖层。尽管目前深水油气勘探以朵体席状砂和水道砂岩储层为主,但堤岸(溢岸)薄层席状砂储层将来可能成为深水油气勘探的重要储层之一。

第二章　被动陆缘深水重力流沉积单元的沉积构型

由于勘探程度低、钻井数量少等原因，古代深水沉积的研究方法不太适用于现代深水沉积的研究，而高分辨率三维地震资料和地震成像技术为现代深水沉积的研究提供了良好的手段。被动陆缘深水区是当前与今后油气勘探与开发的热点领域。储层预测与储层评价一直是制约深水油气勘探和开发的核心问题，因此必须加强深水沉积单元的沉积构型研究（内部构型、叠置样式、几何形态、物理属性）。

第一节　深水重力流沉积单元

国外学者通过对现代洋底和古代深水扇的沉积单元类型、构型、几何形态以及相应沉积物研究，提出了许多不同的分类方案，用得最多的主要有以下几个方案。

Mutti 和 Normark（1987，1991）从现代和古代浊积体系中识别出水道、溢岸、朵体（席状砂）、水道—朵体转换带和侵蚀地形 5 类沉积单元。水道—朵体转换带、侵蚀地形不应归为沉积单元。

Chapin 等（1994）和 Mahaffie（1994）提出用来描述砂岩储层的席状砂、水道（单一水道、叠置水道）、堤岸薄层 3 类储层构型单元。

Richards 等（1998）识别出沉积楔、水道（槽状水道、辫状水道、水道堤岸复合体）、朵体、席状砂和滑塌体 5 类重力流沉积单元。这些沉积单元主要受控于沉积物粒度和沉积传输体系类型。

Elliott（2000）提出块体搬运沉积、滑块和凝缩层 3 类深水沉积单元。

Weimer 和 Slatt（2007）在前人研究的基础上，总结了水道、朵体、块体搬运沉积、溢岸沉积、席状砂、滑块、薄层沉积以及凝缩层 8 类深水沉积单元（表 2－1）。

表 2-1 深水沉积单元(Weimer 和 Slatt,2007)

深水沉积单元	定 义
水道	水道是由浊流形成或维持的长条形负地形单元,代表长期输送沉积物的路径。浊积水道的形状和位置受沉积过程或下切侵蚀作用控制
朵体	朵体是砂体沉积的区域。在现代体系中,朵体位于水道口顺坡方向。在古代体系中,朵体相对较平缓、非水道化沉积体。单层厚度 3~15m。朵体由近似平行的粗粒砂岩组成
块体搬运沉积	块体搬运沉积是再沉积产物,通常位于上扇侵蚀面之上。具有丘状外形,侧向尖灭。地震相变化较大,平行、逆冲、旋转块体到连续性较差的杂乱反射。该术语是地震相描述术语。块体搬运复合体用来描述位于层序底部,下伏在水道、堤岸之下的沉积物
溢岸沉积	溢岸沉积是临近主水道、横向分布范围较广的细粒薄层浊积体,通常由两部分组成:一部分是沿主水道边缘分布、呈堤岸地形起伏变化的溢岸沉积物;另一部分是溢岸沉积环境最远端部分
席状砂	席状砂与朵体非常接近,露头上呈侧向连续、片状几何外形。根据内部构型的差异可以进一步细分为复合席状砂和层状席状砂。复合席状砂由鲍马序列上段缺少的叠置浊积岩组成,砂地比高。层状席状砂由鲍马序列 A 段缺失的浊积砂岩组成,砂地比低
滑块	滑块是指底面的崩塌或岩石在剪切应力作用下沿一个或多个剪切面运动的块体。其内部常伴有强烈的变形,有时可能伴有旋转或平移
薄层沉积	薄层沉积包括堤岸、水道间沉积、扇端或扇体边缘沉积,由极细砂岩或粉砂岩组成,发育大量波层纹理、缩胀构造,具包卷层理,偶见生物扰动构造,常见递变层理
凝缩层	凝缩层是由沉积速率较低的深海和半深海沉积物组成的海相薄层沉积单元。最大海侵期凝缩层分布最广

尼日尔三角洲盆地西部深水区以及白云凹陷深水区的三维地震资料揭示了这些地区存在丰富的深水重力流沉积体系(图 1-13、图 1-19)。尽管这些深水重力流沉积体系存在极大的差异,但组成沉积体系的基本沉积单元是相同的,主要由块体搬运沉积、水道、水道堤岸复合体和朵体组成。

本章利用两个研究区的高分辨率三维地震资料、钻测井数据以及其他地区的露头数据对深水重力流沉积单元的内部构型、叠置样式、物理性质以及成因进行了研究。

第二节　块体搬运沉积

一、块体搬运沉积的基本概念

大量三维地震数据显示，块体搬运沉积是深水地层的重要组成部分（Tripsanas 等，2004；Droz 等，2003；Sawyer 等，2007）。“块体搬运沉积（mass transport deposits）”是指除浊积岩之外的各种重力诱使的沉积体，即除浊流沉积外，由滑动、滑塌、碎屑流等重力流沉积所组成的沉积体（Maslin 等，2004；Moscardelli，2006；Garziglia，2008）。块体搬运沉积一般包括滑块（slide）、碎屑岩、块体搬运复合体（mass transport complex）等（Strozyk 等，2009）。“滑块”是指地壳或岩石沿一个或几个面，在剪切力作用下发生破裂而形成的运动或滑落块体，这些移动的块体有可能产生巨大的变形，也有可能未发生变形，有可能发生旋转运动，也有可能发生平面运动（Strozyk 等，2009）。“块体搬运复合体”用来描述那些沉积在层序底部并被水道和堤岸沉积物上覆和（或）超覆的物质，具有清楚的层序地层涵义，用来区别于“滑块”（Weimer，1989）。块体搬运沉积用于描述那些规模足够在地震剖面上识别的沉积物特征，这些沉积特征比露头所反映的特征更宏观，而露头研究有助于揭示块体搬运沉积的内部构型（Strozyk 等，2009）。

二、块体搬运沉积的沉积构型

1. 块体搬运沉积的地震、测井特征

1）地震剖面特征

一般存在两种类型的滑块，一种是陆坡滑塌形成的滑块，另一种是峡谷和水道壁滑塌形成的滑块。滑块往往发生旋转或平移，内部具有变形特征（图 2－1a）。陆坡滑塌形成的滑槽走向一般平行于陆坡走向（图 2－1b）。

块体搬运复合体是位于一套层序底部的块体搬运沉积，通常与水道堤岸复合体、深海披覆沉积组成沉积序列（Maslin 等，1998；Pickering 和 Corregidor，2005）。图 2－2a 由两套重复出现的块体搬运复合体和水道堤岸复合体旋回组成：“U”形水道或海鸥翼状水道堤岸复合体叠置在杂乱或透明反射的块体搬运复合体之上。陆坡和深海平原的重力流沉积形成于相对海平面的下降旋回。在相对海平面上

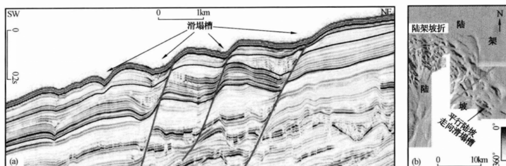


图 2－1　白云凹陷旋转滑块地震特征

(a)旋转滑块地震剖面;(b)滑塌槽倾角方位角属性

升和高位旋回,重力流沉积相对不发育,仅仅形成相对较薄的深海披覆沉积,并披覆在早期的重力流沉积之上。

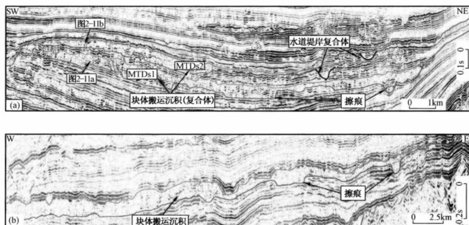


图 2－2　块体搬运沉积典型地震剖面

(a)尼日尔三角洲深水研究区块体搬运沉积(复合体)(李磊等,2010a);(b)白云凹陷块体搬运沉积

三维高分辨率地震资料所揭示块体搬运复合体具有以下识别标志:在地震剖面上呈低振幅、半透明、杂乱、丘状地震反射特征;部分块体搬运复合体的内部见逆冲推覆构造;块体搬运复合体超覆在一个侵蚀界面之上;块体搬运复合体与水道堤岸复合体、深海披覆沉积组成的沉积旋回往往重复出现(图 2－2a、图 2－3)。

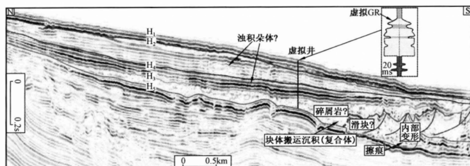


图 2-3　白云凹陷块体搬运沉积典型地震剖面(李磊等,2009)

由于沉积物种类和内部地层的变化,块体搬运沉积的地震反射特征差异极大,具有以下地震反射特征:原始地层的旋转或滑块体,前方的滑块发生变形,在平面上形成滑塌槽(图 2-1);呈斑点状杂乱反射,底部见典型的侵蚀擦痕(图 2-2、图 2-3);内部由于收缩作用形成逆冲推覆构造(图 2-3)。

2)测井响应

块体搬运沉积的岩性反映了已变形沉积物的特性。块体搬运沉积一般具有较高的泥岩百分比。尼日尔三角洲西部深水研究区 N2 井所钻遇的块体搬运沉积主要由泥质碎屑岩组成,内部夹薄层细砂岩,呈高自然伽马、低电阻特征(图 2-4a),地震剖面上具有斑点状杂乱反射特征(图 2-4b)。白云凹陷第四系陆坡滑塌所形成的块体搬运沉积在地震剖面上呈透明杂乱反射,推测其由泥质碎屑岩和滑块组成,与上覆的浊积朵体组成沉积序列。推测该套沉积序列的自然伽马测井响应具有下列特征:底部的块体搬运沉积呈锯齿状、高自然伽马特征,上部的朵体可能呈箱形或钟形特征(图 2-3)。

2. 块体搬运沉积的岩心及露头特征

1)岩心特征

岩心数据所显示的块体搬运沉积的规模比地震数据所揭示的规模小,厘米级至米级的小滑块常见(图 2-1、图 2-5)。184 航次 1148 站钻遇 14m 由深灰—深绿色黏土和浅色白垩杂乱混合而成的滑塌层(图 2-5)。下段低混杂,少塑性变形,微层理清楚,微断层发育,具有滑塌和浊积特点。上段高混杂,多塑性变形,微断层不发育,为典型的滑塌沉积。

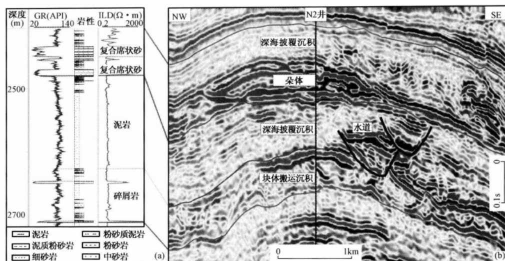


图 2－4　尼日尔三角洲深水研究区块体搬运沉积测井及地震响应（李磊等，2013）

（a）N2 井岩性解释；（b）过 N2 井地震剖面

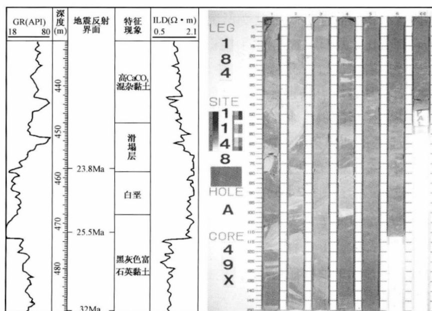


图 2－5　1148 站滑塌层岩心及测井曲线（据李前裕等，2005）

2)露头特征

La Rioja 块体搬运沉积的露头照片显示,块体搬运沉积主要由泥质碎屑流沉积组成,内部夹有随机分布的巨砾岩,对下伏地层发生侵蚀(图 2 -6a)。Marnoso Arenacea 块体搬运沉积的内部发育逆冲推覆构造,断块变形角度不同,其表层起伏不平(图 2 -6b)。

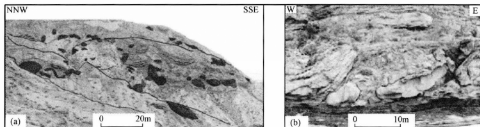


图 2 -6 典型块体搬运沉积露头照片(据 Armitage 和 Stright,2010)

(a)La Rioja 块体搬运沉积露头;(b)Marnoso Arenacea 块体搬运沉积露头

3. 块体搬运沉积的地震正演模拟

基于块体搬运沉积的地震、测井、岩心以及露头数据的解释,依据实际的岩相和形态建立了块体搬运沉积的简单地质模型。

1)块体搬运沉积模型一:地震正演模拟

块体搬运沉积地质模型一依据典型地震剖面(图 2 -2)和露头资料(图 2 -6a)所显示的块体搬运沉积而建立(图 2 -7a)。该块体搬运沉积的地质模型主要由泥岩组成,内部夹有随机分布的砾岩。块体搬运沉积宽 5km,厚 300m,且发育侵蚀擦痕。利用 N2 井钻遇的块体搬运沉积的速度信息建立速度模型(图 2 -7b)。

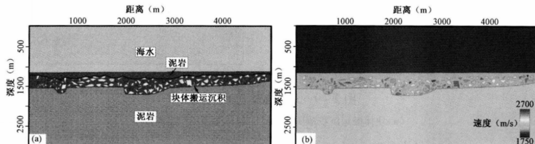


图 2 -7 块体搬运沉积模型一

(a)块体搬运沉积地质模型;(b)块体搬运沉积速度模型

利用零偏移距褶积模型对块体搬运沉积模型一进行地震模拟(图2-8)。块体搬运沉积的内部地震反射呈斑点状杂乱反射特征,随地震频率的增加杂乱程度相应增加,更能反映实际块体搬运沉积的内部构型。块体搬运沉积起伏表面以及对下伏地层的典型侵蚀特征在合成地震剖面上均有呈现。

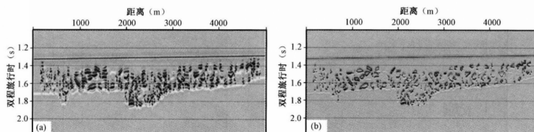


图2-8 块体搬运沉积模型一在不同频率下的地震模拟结果(李磊等,2013)

(a)12Hz;(b)36Hz

2)块体搬运沉积模型二:地震正演模拟

块体搬运沉积模型二(图2-9a)依据地震反射剖面(图2-3)和露头资料(图2-6b)所显示的块体搬运沉积的特征而建立。假设该块体搬运沉积主要由碎屑岩组成,厚约400m,前端发育叠瓦逆冲构造。块体搬运沉积的下伏地层与上覆地层均为低速泥岩层(图2-9b)。

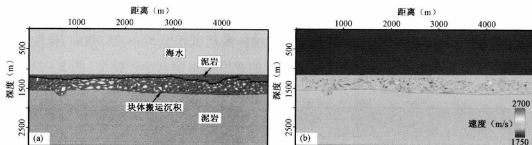


图2-9 块体搬运沉积模式二

(a)块体搬运沉积地质模型;(b)块体搬运沉积速度模型

利用零偏移距褶积模型对块体搬运沉积模型二进行地震模拟(图2-10)。块体搬运沉积的地震模拟结果显示,内部呈杂乱反射,低频地震反射很难刻画块体

搬运沉积内部变形构造，而高频地震反射可以清楚地刻画内部的逆冲断面。大多数块体搬运沉积呈斑点状杂乱反射的原因有两种：泥质滑块和碎屑岩占主体，砂岩含量变化大；差异压实形成的高阻抗值。

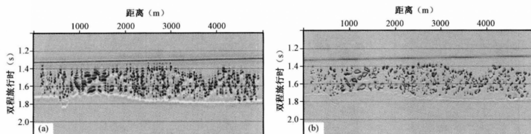


图 2－10　块体搬运沉积地质模式二在不同频率下的地震模拟结果

(a)12Hz；(b)36Hz

4. 块体搬运沉积的平面特征

块体搬运沉积在陆坡上以滑动为特征，具有很强的侵蚀能力，其底部往往具有典型的侵蚀擦痕(图 2－2、图 2－3)。块体搬运沉积对下伏深海披覆沉积或水道堤岸复合体进行侵蚀，形成深而宽的侵蚀擦痕(图 2－2、图 2－11)。这些侵蚀擦痕规模大小不等，大规模的侵蚀擦痕宽度达 1～2km(图 2－11a)。在平面上，侵蚀擦痕与水道沉积相比，相对平直(图 2－11)。块体搬运沉积对下伏地层侵蚀所形成的残余沉积往往位于侵蚀擦痕之间(图 2－11a)。块体搬运沉积对下伏地层的侵蚀形成的残余地层厚度、规模和分布取决于块体搬运沉积的强度和下伏地层的岩性。

在发育较大规模三角洲的被动陆缘沉积盆地，块体搬运沉积很常见。不规则的海底地形影响块体搬运沉积的面积和厚度。在非限定性陆坡环境，块体搬运沉积分布广泛，而在限定性陆坡环境，块体搬运沉积分布范围相对较小，但沉积厚度较大。块体搬运沉积的厚度和面积变化很大，厚度从几米到 200 多米，面积从几百平方米到几千平方千米不等。块体搬运沉积一方面受早期海底地形的影响，另一方面其表面的起伏地形也影响后期的深水沉积(Armitage 等，2009；Marr 等，2001；Posamentier 和 Kolla，2003；Shanmugam，2000)。块体搬运沉积的不规则的表面常常被浊流和底流所改变，其上部往往发育水道和朵体(图 2－2、图 2－3)。

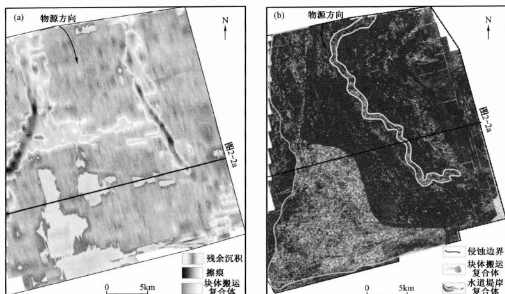


图 2－11 尼日尔三角洲深水研究区发育的块体搬运沉积平面分布图(李磊等,2010a)

(a)MTDs1 平面分布特征;(b)MTDs2 平面分布特征

三、块体搬运沉积的成因及演化

1. 块体搬运沉积的成因

块体搬运沉积有多种成因机制。超压沉积物和弱变形面的存在是导致块体运动的基本原因(Morton,1993;Hampton 和 Lee,1996;Hesthammer 和 Fossen,1999)。块体搬运沉积既有来自局部隆起的滑塌,也有来自陆架边缘和上陆坡的滑塌。在大陆边缘演化期间,任何时间都可以出现块体搬运沉积(Masson 等,1997)。低位体系域早期沉积物到达陆架边缘最远处,上覆水超压载荷低于陆架区域的载荷导致陆坡失稳,形成块体搬运沉积(Cronin 等,1998;Dam 和 Sonderholm,1994;Maslin 等,1998;Posamentier 和 Kolla,2003)。海平面的相对下降也会导致峡谷壁的失稳,产生块体搬运沉积。此外,构造事件和气体水合物溶解事件也有可能是陆架边缘和陆坡滑塌的原因(Armitage 等,2009;Diaconescu 等,2001)。

2. 块体搬运沉积的演化

块体搬运沉积具有多种成因,本书仅讨论与海平面相对下降有关、位于层序

底部的块体搬运复合体的演化特征。块体搬运复合体一般具有4个方面的特征：垂向上以块体搬运复合体—水道堤岸复合体—深海披覆沉积旋回为特征（图2－2a、图2－3、图2－4）；块体搬运复合体一般上覆在侵蚀界面之上，侵蚀界面对应于高水位期的凝缩层沉积（图2－2a、图2－3）；块体搬运复合体与其上倾方向的海底峡谷（水道）可追踪对比（图2－3）；海底峡谷或侵蚀水道一般认为是相对海平面低水位时期形成。基于块体搬运复合体在一套沉积序列中的位置以及产生频率，认为其受异旋回控制（Strozyk 等，2009）。虽然很难直接观察块体搬运沉积的形成过程，但可以通过地震资料所反映的信息对块体搬运沉积的形成及演化进行推测（图2－12）。

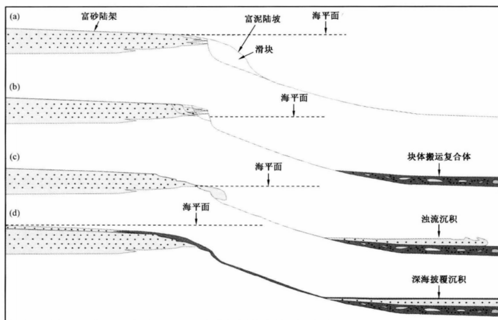


图2－12　块体搬运复合体演化示意图（李磊等，2010a）

相对海平面下降旋回的早期沉积物到达陆架边缘最远处，上覆水超压载荷低于陆架区域，导致陆坡失稳形成滑块（图2－12a）。重力流在下陆坡或深海平原形成块体搬运复合体，并对下伏较老的深海披覆沉积或浊流沉积形成强烈的侵蚀（图2－12b）。随着海平面持续下降，滑塌作用向陆推移，富砂的陆架三角洲发生滑塌，在陆坡或深海平原形成砂质浊流沉积，浊流沉积不均匀叠置在块体搬运复

合体之上(图 2 - 12c)。海侵和高位旋回,陆架三角洲向陆迁移,深海披覆沉积均匀披覆在早期浊流沉积之上(图 2 - 12d)。

四、小结

利用尼日尔三角洲西部深水区和白云凹陷深水区的高分辨率三维地震资料对块体搬运沉积的外部形态、内部构型、物理性质及演化特征进行了初步探讨。块体搬运过程及其沉积作用在世界范围普遍存在。尽管这些沉积体本身不能作为有效的储层,但块体搬运沉积与残余沉积提供了创造岩性圈闭的机会。块体搬运沉积与浊流沉积在本质上的差异使得在大陆边缘区别两类沉积体尤为重要。区分块体搬运沉积和浊流的沉积过程将使储层几何形态的预测结果变得准确。块体搬运沉积的研究仍存在以下 5 个方面的科学问题。

(1)块体搬运沉积是一个地震地层学术语,该术语仅用于描述地震可识别沉积物的沉积特征,这些沉积特性比露头所反映特性要大。应综合地震、钻井、测井、岩心、露头资料研究块体搬运沉积的内部构造、外部形态、内部变形与外部形态之间的联系以及块体搬运沉积对陆坡可容空间的影响。

(2)由于地震分辨率的限制,地震剖面上所识别的巨厚块体搬运沉积仅能看作一套沉积体,实际上这些沉积可能是短时间内形成的复合体,也可能是一系列短期事件沉积的叠加。前者的测年几乎是一样,后者则可以通过测年进行区分。

(3)本书仅讨论了与海平面相对下降有关、位于层序底部的块体搬运复合体的演化特征。陆坡和深海平原地区存在多种成因的块体搬运沉积,确定块体搬运沉积的成因极其困难,尤其是埋藏在早期地层下的块体搬运沉积或滑块。

(4)块体搬运沉积的形成时间变化很大。块体搬运复合体是低位体系域早期形成的沉积层序底部沉积物。海侵体系域和高位体系域也可以形成块体搬运沉积。在大多数情况下,块体搬运沉积的沉积作用和变形作用的发生时间不能确定。

(5)储层砂体的几何形态和位置受块状搬运沉积的影响,为了提高储层砂体预测精度,应加强块体搬运沉积的起伏地形对浊流的沉积过程及其响应的影响研究。

第三节　深 水 水 道

一、深水水道的沉积构型

1. 深水水道的地震特征

深水水道是重力流的主要通道和沉积场所，已经成为深水油气勘探开发的主要目标，其经济价值越来越重要。现代深水水道的宽度一般小于10km，深度100m左右，而朵体内的分支水道在地震剖面上一般难以分辨。深水水道一般呈“V”形或“U”形，水道梯度介于1∶133与1∶4000之间，而峡谷的宽度和深度一般更大，峡谷梯度一般大于1∶200（Clark和Pickering，1996）。

三维地震数据提供了深水水道构型和演化的信息，对揭示深水水道的内部构型及充填样式起到极大的促进作用（Abreu等，2003；Deptuck等，2003；Kolla等，2001；Posamentier和Kolla，2003）。高分辨率地震数据可以识别和详细刻画水道的外部形态和内部构型。深水水道存在侵蚀型水道和沉积型水道两种类型（图2－13、图2－14）。深水水道的构型与陆坡的区域或局部构造变形和水道侵蚀有关。深水重力流的侵蚀和沉积活动改变和塑造水道的形态。

1）侵蚀型深水水道

三维地震数据可以刻画侵蚀水道外部形态和内部构型（图2－13）：侵蚀水道呈“V”形或“U”形地震反射特征；水道底部被强振幅滞留沉积所充填；水道边缘被弱振幅杂乱反射的块体搬运沉积和弱振幅平行反射的深海披覆沉积所充填；水道壁可见滑塌形成的滑块。

侵蚀型深水水道是重力流搬运粗粒物质的通道，少量的粗粒物质滞留在水道底部，大部分粗粒物质被重力流搬运到下陆坡或深海平原区域。侵蚀水道内的充填物质多为重力流静止期的深海披覆沉积。重力流对水道壁的长期侵蚀导致水道壁失稳发生滑塌，形成滑块。上倾方向的水道壁滑塌形成的重力流在水道下倾方向沉积下来。

2）沉积型深水水道

深水水道一方面可以作为重力流输送沉积物的通道，另一方面也可以作为重

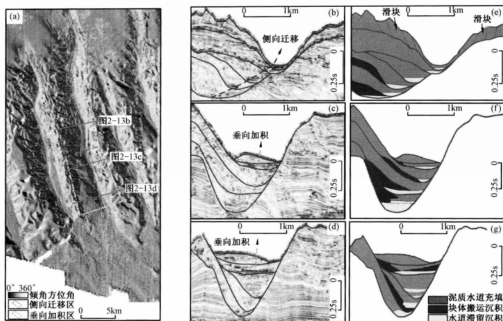


图 2-13　白云凹陷发育的深水侵蚀水道

(a)白云凹陷海底倾角方位角属性;(b)—(d)典型地震剖面;(e)—(g)地质剖面

力流沉积的场所。重力流形成早期,其搬运能力强,经水道将沉积物搬运到下陆坡或深海平原。重力流活动晚期,其能量减弱,搬运载荷的能力也减弱,重力流可以在水道内发生沉积充填。沉积型深水水道内部被粗粒重力流沉积物所充填,周围为细粒深海泥质沉积。因此,沉积型水道具有典型的地震反射特征:呈“U”形,内部为强振幅地震反射,周围为弱振幅反射(图 2-14)。

2. 深水水道的地震正演模拟

1)水道迁移地震正演模拟

为了检验是否能够产生水道迁移地震响应(图 2-13b),建立一个由 5 期水道组成的水道迁移地质模型(图 2-15)。每一期水道均为侵蚀水道,侵蚀水道由底部粗粒滞留沉积、块体搬运沉积和深海泥岩组成,宽深比小于 2:1。

图 2-16 显示了 5 期水道的 48Hz 地震模拟结果。与白云凹陷第四系陆坡深水水道地震反射结果一样:水道呈“U”形地震反射特征,强振幅位于水道的底部,强振幅反射结构具有侧向迁移特征,水道上部及周围呈弱振幅反射特征。由于假

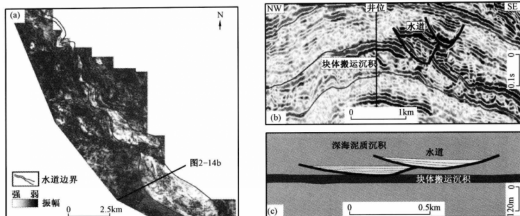


图2－14　尼日尔三角洲深水研究区发育的深水沉积型水道

(a)20Hz 振幅属性；(b)典型地震剖面；(c)地质剖面

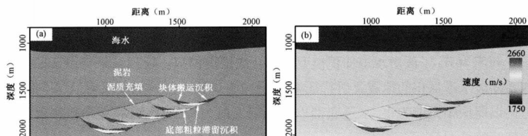


图2－15　水道迁移模型

(a)水道迁移地质模型；(b)水道迁移速度模型

定水道内的块体搬运沉积来自上倾方向水道壁的滑塌，其速度与水道两侧的陆坡速度接近而未产生大的振幅异常。

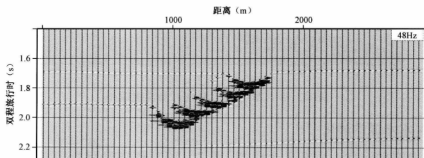


图2－16　水道迁移地震模拟结果

2)水道加积地震正演模拟

同样用地震正演模拟来验证是否能产生水道加积地震反射特征(图2－13b、c)。图2－17是4期水道组成的垂向加积模型。水道宽深比大于15∶1,水道滞留砂岩沉积厚度大于60m。对水道内的不同构型单元给定不同的速度。

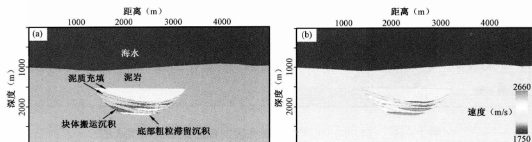


图2－17 水道加积模型

(a)水道加积地质模型;(b)水道加积速度模型

利用48Hz子波对水道加积模型进行合成地震模拟。模拟结果与白云凹陷第四系陆坡水道加积的地震反射特征类似(图2－18):水道的地震反射呈"U"形;水道内以弱振幅充填为主,水道底部以强振幅反射为特征;水道底部强振幅反射垂向加积特征明显。

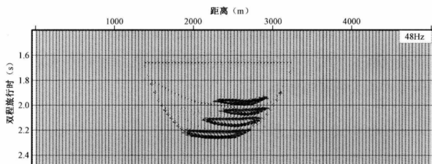


图2－18 水道加积地震正演模拟结果

二、深水水道的演化

深水水道的演化主要有3个阶段(图2－19):侧向迁移期,重力流侵蚀能力强,对陆坡进行侵蚀导致水道侧向迁移;水道加积期,重力流侵蚀能力逐渐减弱,

水道内主要以垂向加积为主；水道废弃阶段，重力流的速度下降，水道内以细粒沉积为主，其后伴随着深海披覆沉积。

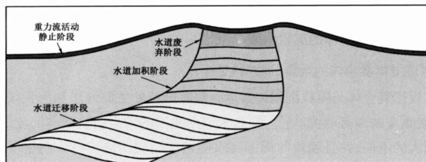


图 2－19　深水水道演化地质模式图（据 Peakall 等，2000）

白云凹陷深水区近海底的高分辨率三维地震资料清晰的揭示了顺陆坡方向发育的深水水道演化特征：侧向迁移和垂向加积（图 2－13）。深水水道侧向迁移区以水道的侧向迁移为特征，水道边缘以叠瓦状地震反射为特征（图 2－13b、e）。水道的侧向迁移导致水道内侧的增生沉积和外侧的侵蚀。深水水道垂向加积区，水道内沉积以垂向加积为特征（图 2－13c、d、f、g）。深水水道侧向迁移区水道弯曲度比水道加积区弯曲度要大。陆坡内发育的水道作为重力流输送通道时，重力流在水道内发生沉积过路和侵蚀。水道底部形成少量粗粒滞留沉积外，水道内部以深海披覆沉积为主。此时的深水水道，宽深比低，弯曲度相对较高，保持较高的稳定性。在水道下倾方向，重力流能量减弱，侵蚀能力减小，重力流开始在水道内发生沉积。此时的深水水道，宽深比增大，弯曲度降低。

三、小结

白云凹陷深水区与尼日尔三角洲西部深水区的三维地震资料清晰地揭示了深水水道的外部形态、内部构型、叠置样式以及演化特征。侵蚀型水道由底部粗粒滞留沉积、碎屑流或滑块沉积以及深海披覆沉积组成。沉积型水道内部可能由正粒序的浊流沉积所充填。深水水道的演化可以分为侧向迁移阶段、垂向加积阶段、废弃阶段。陆坡的坡度、可容空间、颗粒大小以及重力流的流速影响了水道的形状和演化。

第四节　水道堤岸复合体

一、水道堤岸复合体的沉积构型

1. 水道堤岸复合体的地震、测井特征

水道堤岸复合体是粗粒沉积物搬运到深海区域的主要通道和沉积场所，数千千米长，是重要的深海地貌单元。深水水道内浊流的动力学机制与河流的动力学机制有很大的不同，并且浊流与周围海水的密度差比河流与空气的密度差要小，浊流易越过水道边缘形成溢流（Peakall 等，2000；Keevil 等，2007；Mohrig 和 Buttles，2007）。水道内主要发生沉积过路，而溢流在水道两侧形成连续的堤岸沉积。

1）水道堤岸复合体的地震特征

白云凹陷发育典型的水道堤岸复合体沉积（图2－20）。在垂直于水道堤岸复合体的地震剖面上，浅色振幅为强波谷反射，深色振幅为强波峰反射（图2－20b、c）。中间为弱振幅"U"形反射，两侧为强振幅楔状反射，整体呈海鸥翼状。强振幅楔状反射解释为由重力流溢流形成的堤岸沉积。堤岸沉积物粒度的横向变化导致楔形体的地震振幅由内向外逐渐减弱（图2－20b、c）。中间弱振幅解释为泥质充填的侵蚀水道。

尼日尔三角洲西部深水研究区上中新统发育水道堤岸复合体沉积（图2－21a）。垂直于水道堤岸复合体的地震剖面清晰展示两期叠置的水道堤岸复合体（图2－21b、c）。早期的水道堤岸复合体地震剖面上具有下列特征：水道内为强振幅充填；堤岸呈中弱振幅楔状外形。后期的水道堤岸复合体地震反射特征表现为：中弱振幅水道充填，弱振幅楔状堤岸沉积。

水道堤岸复合体由水道、堤岸组成（图2－22）。堤岸脊将堤岸分成内堤岸和外堤岸两部分。侵蚀通道的反射特征呈强振幅杂乱特征或弱振幅杂乱充填特征（图2－20b、c、图2－21b）。强振幅杂乱反射解释为水道内的限定性重力流沉积（图2－21c）。弱振幅杂乱反射解释为侵蚀后期的泥质充填。水道内充填物的性质与重力流性质和物源供给丰富程度有关。内堤岸的地震反射呈连续性反射或杂乱反射特征。楔形的外堤岸由溢出的细粒浊积物与深海泥质沉积组成。

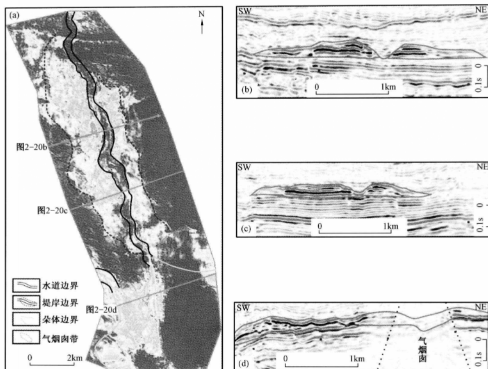


图 2－20　白云凹陷发育的水道堤岸复合体

(a)水道堤岸复合体均方根振属性;(b)—(d)典型地震剖面

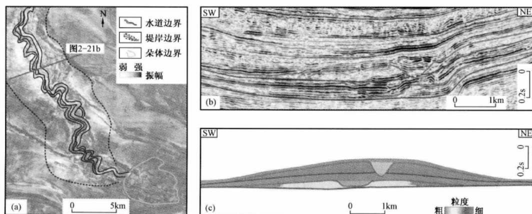


图 2－21　尼日尔三角洲深水研究区上中新统发育的水道堤岸复合体(李磊等,2008a)

(a)20Hz 振幅属性;(b)典型地震剖面;(c)地质剖面

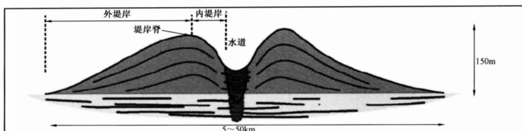


图 2－22　水道堤岸复合体几何形态及内部构型简图

2）水道堤岸复合体的测井特征

粗粒块状砂岩充填水道堤岸复合体的测井响应具有以下特征：高电阻率，低自然伽马值，且自然伽马曲线上下均为突变接触，呈箱形特征；溢流沉积形成的堤岸沉积具有正粒序特征，自然伽马曲线呈钟形（图 2－23）。

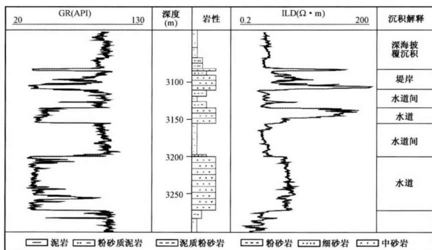


图 2－23　尼日尔三角洲深水研究区 N1 井水道、堤岸测井响应特征

2. 水道堤岸复合体的地震正演模拟

利用地震剖面所显示的水道堤岸复合体信息建立简单的地质模型（图 2－24）。侵蚀水道内主要由低速的细粒物质充填，底部为高速粗粒水道滞留沉积物（图 2－24a、b）。假设楔形的堤岸由砂泥岩互层组成，内堤岸向外堤岸，其速度逐渐减小（图 2－24a、b）。

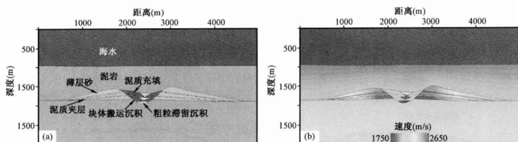


图 2－24　水道堤岸复合体模型

(a)水道堤岸复合体地质模型;(b)水道堤岸复合体速度模型

零相位 36Hz 子波褶积模拟结果与实际地震数据类似(图 2－20b、c、图 2－25)。堤岸沉积呈楔状外形,具有强振幅、高连续性反射特征。水道内部反射较弱,底部见少量强振幅反射。地震正演模拟结果进一步证实了对实际地震数据解释的合理性。.

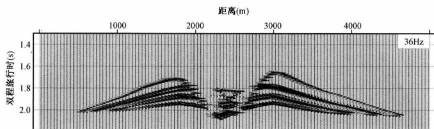


图 2－25　水道堤岸复合体地震正演模拟结果

三、水道堤岸复合体的演化

水道堤岸复合体是深水沉积体系的重要组成部分之一。早期重力流在水道内发生侵蚀,很少发生沉积作用,仅部分粗粒物质在水道底部形成滞留沉积(图 2－26a)。由于重力流的不断侵蚀导致水道壁过陡,发生滑塌。当重力流在水道内过路时,重力流越过水道壁,在水道外侧形成楔状的堤岸。堤岸沉积的粒度由内向外逐渐变细(图 2－26a)。若重力流供给不足,持续时间短,水道往往被深海泥质沉积所充填(图 2－26b、c)。若重力流供给充足,持续时间长,水道则被较细粒的重力流沉积所充填(图 2－26d、e)。

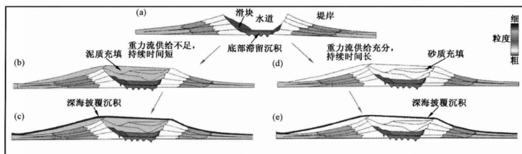


图 2 - 26　水道堤岸复合体演化示意图

与无堤岸水道相比，水道堤岸复合体弯曲度相对较高（图 2 - 13、图 2 - 20a、图 2 - 21a）。水道堤岸复合体两翼一般不对称，溢流在水道外侧形成的堤岸厚度大、面积广（图 2 - 27）。顺水道方向，堤岸厚度逐渐减小（图 2 - 27）。

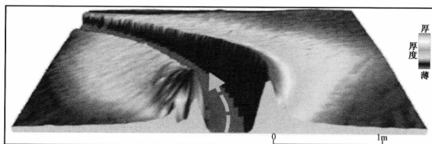


图 2 - 27　水道堤岸沉积水槽实验结果（据 Kane 等，2010）

三、小结

具有海鸥翼状地震反射特征的水道堤岸复合体是水道沉积与沿水道壁的楔状溢岸沉积组成的深水重力流沉积单元。水道堤岸复合体由水道和堤岸两部分组成，堤岸脊又将堤岸分成内堤岸和外堤岸两部分。堤岸沉积的岩性主要受重力流的岩性影响，堤岸岩性由内向外逐渐变细。而相应的水道充填沉积物的岩性则比较复杂，可能与重力流的岩性、持续时间以及海平面升降等因素有关。

第五节　朵　　体

一、朵体的沉积构型

1. 朵体的地震、测井特征

1)朵体的地震特征

朵体一般位于侵蚀水道或水道堤岸复合体的末端,主要由席状砂沉积组成(图2－28、图2－29)。尼日尔三角洲西部深水区坡脚逆冲带发育由水道连接的多个朵体(图2－30a)。朵体在地震剖面上有两种反射特征:强振幅平行亚平行反射(图2－28b、图2－29b);强振幅丘状反射,内部同相轴见底超现象(图2－30b、c)。

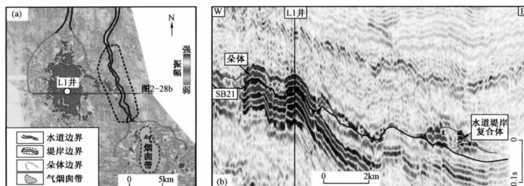


图2－28　白云凹陷21Ma发育的朵体

(a)SB21～60ms均方根振幅属性;(b)典型地震剖面

在非限定性的陆坡或深海平原,水道或水道堤岸复合体末端发育的朵体一般厚度薄,规模较大,其地震相主要由一个或多个强振幅平行或亚平行地震反射同相轴组成。在限定性陆坡微盆地(盐或泥底辟构造活动、重力逆冲构造活动等形成的)内形成的朵体,厚度较大、规模小。这类朵体的地震相一般具有丘状外形。

2)朵体的测井特征

朵体由复合席状砂(amalgamated sheet)和层状席状砂(layered sheet)组成(图2－29c)。复合席状砂的单砂体厚度一般小于20m,层状席状砂单砂体多由小于

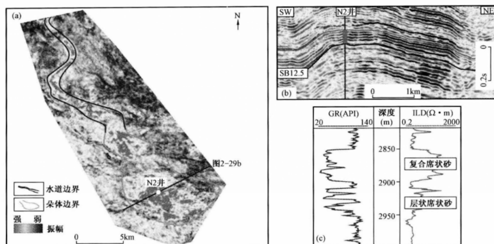


图 2－29　尼日尔三角洲深水研究区 12.5Ma 发育的朵体

(a)SB12.5～60ms 均方根振幅图；(b)典型地震剖面；(c)N2 井朵体测井响应

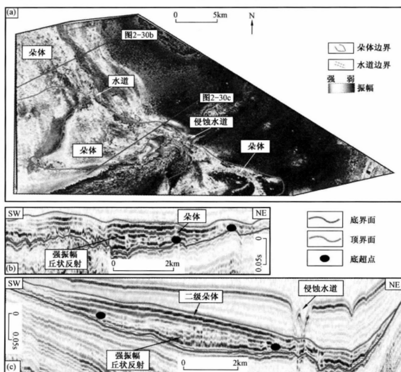


图 2－30　尼日尔三角洲深水研究区第四系朵体沉积体系(李磊等,2010b)

(a)朵体的均方根振幅属性；(b)—(c)典型地震剖面

5m 的砂体组成(图 2－29c、图 2－31)。层状席状砂组成的朵体,其自然伽马曲线呈锯齿状,具有正旋回特征(图 2－29c)。复合席状砂的自然伽马曲线顶底均为突变接触,具有箱状特征(图 2－29c)。目前研究区的地震资料仍不能对朵体内部的构型单元进行详细的刻画。随着地震资料品质的提高,地震资料有可能将近端朵体的分支水道识别出来。

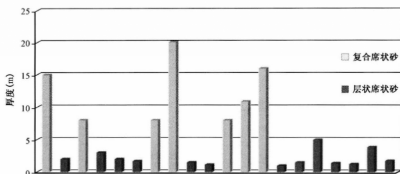


图 2－31　尼日尔三角洲深水研究区 N2 井不同类型砂体厚度统计直方图

2. 朵体的岩心、露头特征

1)朵体的岩心特征

岩心数据显示,朵体对下伏地层具有侵蚀作用,底部见冲刷面(图 2－32)。冲刷面上为中、细粒砂岩,具有逆粒序结构。块状中、细砂岩组成的复合席状砂解释为朵体内的分支水道沉积。3064.92～3066m 朵体取心数据显示了席状砂沉积的逆粒序结构:底部为具有变形纹层的暗色泥岩,之上为具有水平层理和滑移变形构造的浅灰色粉砂质泥岩,顶部为极疏松易破碎的灰色中、粗粒块状砂岩。

2)朵体的露头特征

爱尔兰石炭系 Ross 朵体露头照片显示朵体与上覆的水道沉积旋回(图 2－33)。朵体由多套席状砂和泥岩夹层组成。单层席状砂的厚度一般小于 5m。

3. 朵体的地震正演模拟

1)近端朵体的地震正演模拟

近端朵体的地质模型由两套厚度小于 20m 的、含分支水道的朵体叠置而成(图 2－34a)。该朵体模型与复合席状砂沉积组成的朵体类似(图 2－29)。复合

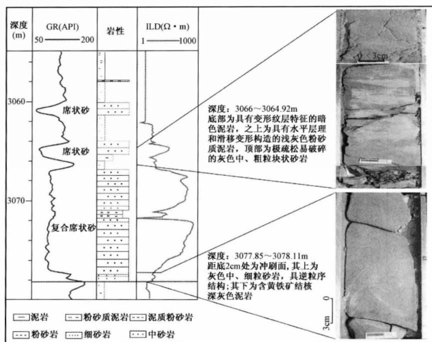


图2-32　白云凹陷L1井测井及岩心数据(李磊等,2012a)



图2-33　爱尔兰石炭系Ross水道、朵体露头照片(据Pyles,2008)

席状砂的砂地比高，泥岩夹层较少。对近端朵体的各个沉积构型单元赋予一定的速度值，建立速度模型（图2－34b）。

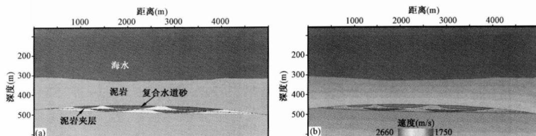


图2－34　近端朵体模型（李磊等，2012a）

（a）近端朵体的地质模型；（b）近端朵体的速度模型

分别选用不同频率的零相位子波对近端朵体地质模型进行正演分析，结果显示（图2－35）：强振幅波峰与朵体的顶界相对应；在不同频率下，朵体的地震响应均为连续性较好的平行反射，地震响应未能刻画出分支水道的构型特征；随着频率的提高，地震反射同相轴的能量在横向上出现差异。因此，利用地震资料可以识别出朵体，但对朵体内的构型单元差异一般很难在剖面上识别出来。对于一些高分辨率地震资料，由于朵体的地震同相轴在横向上存在细微的差异，可以利用切片或地震属性技术对其进行刻画。

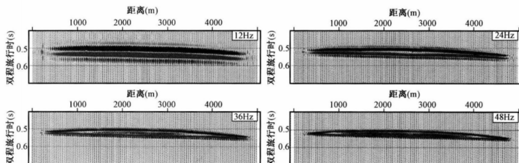


图2－35　近端朵体不同频率子波地震正演模拟结果

2）远端朵体的地震正演模拟

远端朵体模型由层状席状砂组成（图2－36a）。层状席状砂以砂岩、泥岩互层为特征，砂地比低。单层席状砂最大厚度5m，层状席状砂组成的朵体最大厚度

25m(图2-36a)。席状砂和层间泥岩的速度由尼日尔三角洲西部深水区N2井的声波曲线计算得到,建立了相应的速度模型(图2-36b)。

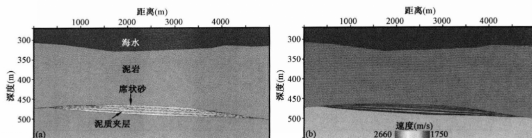


图2-36 远端朵体模型(李磊等,2012a)

(a)远端朵体地质模型;(b)远端朵体速度模型

远端朵体的地质模型地震模拟显示:强振幅平行反射同相轴对应于朵体的顶界面;单层厚度较薄的席状砂(小于5m)在地震剖面上很难识别(图2-37)。因此,地震资料所识别出的强振幅平行亚平行反射可能是多套层状席状砂沉积的地震响应(图2-29)。

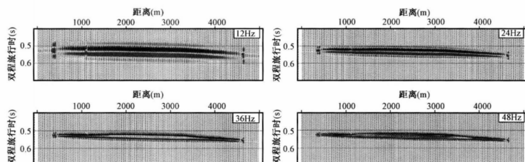


图2-37 远端朵体不同频率子波地震正演模拟结果(李磊等,2012a)

二、朵体的演化

陆坡区乃至深海平原均可以发育朵体。在水道或峡谷的出口处,地形往往相对较缓,峡谷或水道内的限定性重力流转为非限定性重力流,重力流携带沉积物的能力减弱,从而在水道或峡谷末端形成朵状沉积。朵体造成了海底地形的渐进性变化。水道迁移的同时,朵体也发生侧向和纵向的迁移。水道和朵体的多期垂

向叠加和侧向迁移形成规模巨大的深水扇。朵体的厚度相对较薄，地震响应往往对应一个或几个地震反射同相轴，因此仅仅利用地震资料很难分析朵体的演化期次（图2－28b、图2－29b）。测井和岩心数据具有较高垂向分辨率，可以根据测井曲线所反映的正旋回（图2－29c）和反旋回（图2－32）特征推断朵体的进积或退积演化特征。

三、深水朵体沉积构型模式

陆坡区乃至深海平原均可以发育朵体。利用高分辨率三维地震资料、钻测井资料可以开展三个级次的朵体研究：朵体单元、朵体以及朵体复合体（图2－38）。在水道或水道—堤岸复合体的出口处，地形往往相对较缓，发育多条分支水道。在分支水道末端，限定性重力流转为非限定性重力流，重力流携带沉积物的能力减弱，从而在分支水道末端形成朵体单元。多个朵体单元在横向上相互连接形成朵体。朵体内，靠近补给水道，分支水道发育带又称为近端朵体，朵体单元叠置带构成了远端朵体。近端朵体以分支水道复合席状砂沉积为主，远端朵体以层状席状砂沉积为主。水道的迁移，导致朵体在横向上的迁移。不同时期的朵体在侧向上的迁移和垂向叠加形成朵体复合体。

一般情况下，朵体的厚度相对较薄，地震响应往往对应一个或几个地震反射同相轴，仅仅利用地震资料很难识别出朵体内部的分支水道和朵体单元。测井和岩心数据具有较高垂向分辨率，可以根据测井和岩心数据所反映的正旋回和反旋回特征推断朵体的进积或退积演化特征。

四、小结

朵体发育在峡谷、水道或水道堤岸复合体的末端。朵体在非限定性盆地和限定性盆地均可发育，其平面展布往往受控于海底的地形。非限定性盆地发育的朵体厚度小、面积大，在地震剖面上主要表现为一个或几个高连续性的平行亚平行地震反射特征。限定性盆地发育的朵体厚度大、面积小，在地震剖面上有时呈强振幅、高连续性、丘状反射特征。深水朵体可划分为小层和层组、朵体单元、朵体、朵体复合体为4个级次。在高分辨率三维地震尺度上，可以进行朵体单元、朵体和朵体复合体3个级次的研究。根据分支水道发育情况，可以将朵体划分为近端朵体和远端朵体。朵体对下伏地层轻微侵蚀，具有块状粒序层理。近端朵体由分支水道复合席状砂组成，远端朵体由朵体单元层状席状砂组成。复合席状砂主要

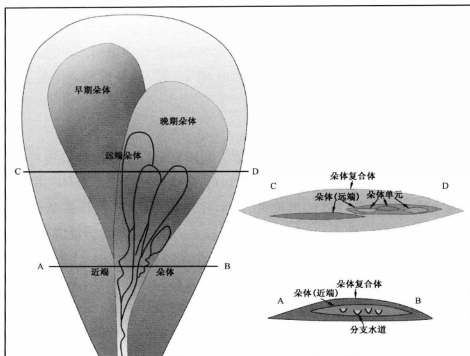


图 2-38　深水朵体的沉积构型模式(李磊等,2012a)

由砂岩组成,内部含少量泥岩夹层。复合席状砂的自然伽马测井响应呈箱形。层状席状砂由砂岩和泥岩互层组成。层状席状砂的自然伽马测井响应呈锯齿状。

朵体由复合席状砂和层状席状砂组成。复合席状砂主要由砂岩组成,内部含少量泥岩夹层。复合席状砂的自然伽马测井响应呈箱形。层状席状砂由砂岩和泥岩互层组成。层状席状砂的自然伽马测井响应呈锯齿状。岩心数据显示,朵体对下伏地层轻微侵蚀,具有块状粒序层理。朵体往往被上覆水道所侵蚀。

朵体席状砂是最优质的深水储层单元。墨西哥湾北部深水区 60% 的油气产量来自于朵体席状砂,大约 25% 的油气产量来自水道砂岩,15% 来自堤岸席状砂。安哥拉深水油气储量主要来自朵体席状砂,巴西深水储层主要是水道砂和朵体席状砂。席状砂储层的几何形态最简单,侧向、垂向连续性好,分布范围广,粒度变化小,具有良好的物性。席状砂又可以分为复合席状砂和层状席状砂。复合席状砂由叠置砂岩层组成,几乎不含泥岩夹层,高砂地比。层状席状砂由砂岩层和泥岩夹层叠置而成,砂地比低。席状砂与水道最大差别是具有较高的宽厚比。席状

砂储层与圈闭一般匹配较好。储层的面积比圈闭面积大是席状砂储层与其他深水储层单元最大的区别。

由于研究目标区——尼日尔三角洲西部深水区与白云深水区勘探程度低、钻测井资料少，本书仅基于的高分辨率三维地震资料对被动陆缘深水重力流沉积单元和沉积体系开展了初步研究，而未能对不同重力流沉积单元的形成过程中流体的性质及其过程进行识别和分类。顺陆坡方向，不同流态重力流之间的转化和控制因素是深水沉积研究的热点和难点。在岩心和露头资料丰富的地区，应进一步加强不同沉积单元内部结构、演化及成因的研究。

第三章　深水重力流沉积体系的主控因素

基于尼日尔三角洲西部深水研究区与白云凹陷深水研究区的三维地震资料和3口钻井资料研究发现，虽然重力流沉积体系的基本沉积单元是相同的，均由块体搬运沉积、水道、水道堤岸复合体和朵体4种基本的重力流沉积单元组成，但不同地区甚至同一地区不同地层所发育深水重力流沉积体系差异很大。是什么因素导致这些基本的沉积单元组成了不同的深水重力流沉积体系？本章主要讨论深水重力流沉积体系的主要控制因素。

一般而言，构造、气候、海平面升降、沉积物特性以及沉积过程等是深水沉积的主要控制因素。在沉积物搬运到陆架边缘的过程中，相对海平面下降具有特别重要的作用。然而，一旦沉积物到达陆架边缘甚至超过陆架边缘，重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面以及可容空间则成为控制深水扇外形及岩相分布的主要因素。

尼日尔三角洲坡脚逆冲带由于受重力滑动作用的影响形成大量的微盆地，从而发育了多级朵体—水道—朵体沉积体系。而南海北部陆坡区受裂陷期拉张作用的影响形成较大规模的坡内盆地，从而发育了滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系。本章将利用研究区第四系的高品质三维地震资料来研究这两种深水重力流沉积体系的主要控制因素。

第一节　限定性重力流沉积理论

限定性重力流沉积体系是明显受海底地形限制的深水碎屑岩沉积体系（Lomas 和 Joseph，2004）。术语“ponding”和“containment”通常用来指示重力流对海底封闭洼陷的充填，重力流携带的沉积物在束缚陆坡地形内沉积（Van Andel 和 Komar，1969；Pickering 和 Hiscott，1985）。重力流的流动状态受重力流的体积、沉积盆地规模的影响，也与重力流流动效率有一定关系（Lomas 和 Joseph，2004）。陆坡地形强烈地影响重力流的流动过程和沉积物分布（Prather 等，1998；Prather，

2000,2003;Kneller,1995;Kneller 等,1997;Kneller 和 McCaffrey,1999)。Smith (2004)把复杂陆坡地形分成串状孤立闭合次盆地和未有效闭合、连通的弯曲通道,认为充填样式和储层结构由沉积物供给的体积、流体性质、汇聚盆地的相对规模、盆地沉降的相对速率以及沉积充填过程所控制。

第二节　尼日尔三角洲坡脚逆冲带深水重力流沉积体系的主控因素

尼日尔三角洲盆地深水区日益增长的勘探活动和成功实例促使学者们对该地区的深水沉积体系进行研究(Fonnesu,2003;Adeogba 等,2005;Heinio 和 Davies,2007)。尼日尔三角洲盆地下陆坡存在大量的重力逆冲构造(Corredor 等,2005;Kostenko 等,2008;Rowan 等,2004)。重力滑动作用、重力扩展作用使被动陆缘陆坡区产生大量的逆冲构造,形成复杂的陆坡地形(Corredor 等,2005;Kostenko 等,2008;McDonnell 等,2008;Prather,2000;Rowan 等,2004)。本节着重研究尼日尔三角洲盆地坡脚逆冲带复杂地形条件下,重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面和可容空间对深水重力流沉积过程及其分布的控制。

一、尼日尔三角洲坡脚逆冲带陆坡地形特征

尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带位于下陆坡和深海盆地。研究区位于尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带,发育断层转折褶皱及其组成的逆冲叠瓦系列(图 3－1)。断层转折褶皱在多处错断阿格巴达组,在阿卡塔组顶部变缓形成拆离面。欠压实的陆坡泥岩沿盆地方向缺乏侧向支撑,陆坡失稳形成断层转折褶皱。中新世重力滑动作用开始后,断层转折褶皱的后翼形成大量的微盆地,尼日尔三角洲下陆坡和深海盆地具有复杂的海底地形。陆架边缘形成的重力流经海底峡谷搬运到下陆坡和深海平原区域。复杂的海底地形对重力流的沉积过程及沉积物分布具有重要的影响。

高分辨率地震资料已成为恢复和研究古地貌的重要工具之一(Lin 等,2009)。中新世至上新世末期,由于重力滑动作用在下陆坡和深海平原产生一系列逆冲带(Corredor 等,2005;Doust 和 Omatsola,1990;Kostenko 等,2008)。上新世末期,研究区内重力逆冲断层的持续活动形成复杂的海底地形,断层转折褶皱的后翼形成

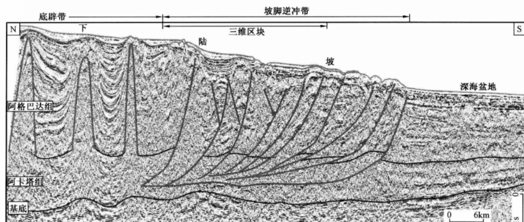


图3－1　尼日尔三角洲西部深水区下陆坡地震剖面

微盆地。更新世至今，重力滑动作用相对较弱，但陆坡地形仍受早期重力逆冲构造活动的影响，维持了早期微盆地的地形特征（图3－1、图3－2a）。研究区存在NW向和NE向两组隆起带，隆起带之间的微盆地由通道所连接，形成具有侧向逃逸路径的局部闭合微盆地（图3－2a、b）。

二、陆坡均衡面及可容空间

根据陆坡形态，陆坡分为均衡陆坡和非均衡陆坡（Prather，2003；Ross 等，1994）。重力构造活动改变陆坡地形的形态使陆坡处于非均衡状态。与此同时，深水沉积和侵蚀活动使陆坡地形趋于平缓，达到均衡。陆坡均衡面是沉积作用与侵蚀作用相平衡的一个趋势面，其下为可容纳空间，接受沉积充填，其上为潜在侵蚀区。侵蚀强度由重力流强度决定。陆坡均衡面可看作是过陆架坡折与坡脚的趋势面（Steffens 等，2003），局部地形位于陆坡均衡面之上，为潜在剥蚀区，相反，位于陆坡均衡面之下的区域为潜在沉积区（图3－2c）。非均衡陆坡发育良好的池状可容空间和大量的愈合陆坡可容空间，二者构成了总陆坡可容空间（图3－2c）。总陆坡可容空间由陆坡均衡面与海底所控制，池状可容空间是陆坡内三维闭合地形低（最大负曲率点）所控制的空间（Prather，2000；Steffens 等，2003）。有效池状可容空间即最低溢出点所控制的三维闭合空间，愈合陆坡可容空间是总陆坡可容空间与池状可容空间之间的空间（图3－2c）。

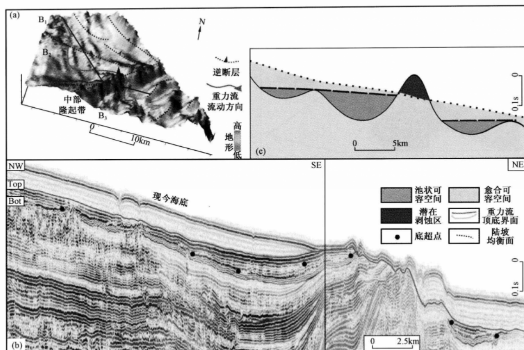


图 3－2　研究区更新世陆坡地形及典型地震剖面(李磊等,2010b)

(a)更新世陆坡地形;(b)典型地震剖面;(c)非均衡陆坡可容空间类型

三、沉积类型及沉积相平面特征

沿低洼充填的重力流,其沉积分布和厚度明显受海底地形的控制(图 3－3a、b):重力流沉积分布在连通的通道上,通道内具有有效池状可容空间的三个微盆地内的沉积厚度相对较厚。第四系具有典型地震反射特征(图 3－3c—f):弱振幅平行亚平行反射;强振幅丘状充填特征,内部同相轴超覆在微盆地边缘;局部见典型侵蚀特征。弱振幅平行亚平行地震相解释为深海披覆沉积,丘状地震相解释为朵体。强振幅丘状地震相的重力流沉积被弱振幅、高连续反射的深海披覆沉积所分割。深海披覆沉积往往在重力流活动静止期间堆积而成。

四、尼日尔三角洲坡脚逆冲带深水重力流沉积体系的演化

1. 地震相与沉积过程的关系

地震几何形态指示沉积过程并且记录各种可容空间的充填过程(Prather 等,1998)。坡脚逆冲带的地震相特征不仅反映研究区深水沉积类型,同时也揭示了

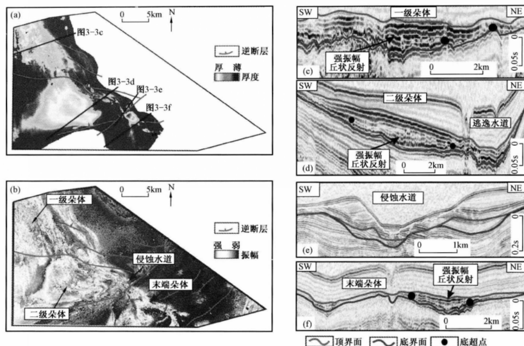


图 3-3　朵体—水道—朵体沉积体系平面特征及地震相特征(李磊等,2010b)

(a)朵体厚度图;(b)底界面上沿 60ms 均方根振幅属性;(c)—(f)典型地震剖面

深水沉积过程。重力流沉积在盆地边缘常呈收敛底超相和收敛减薄相(图3-4)。

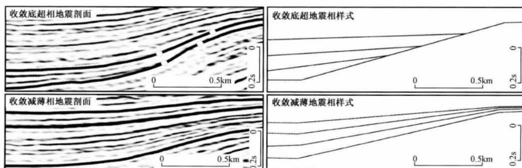


图 3-4　盆地边缘典型地震相样式(李磊等,2008b)

1)收敛底超相

收敛底超相通常出现在微盆地的边缘,在地震剖面上表现为同相轴超覆在盆

地边缘。同相轴超覆在盆地边缘表明可容空间的大小和形状控制着单个朵体的几何形态。收敛底超相反映了限定性沉积特征，微盆地对沉积样式起了很强的控制作用，对重力流进行捕获和阻塞。此时，微盆地为重力流提供充足的可容空间，微盆地内形成块体搬运沉积或浊积朵体，沉积物上超在盆地边缘。

2）收敛减薄相

收敛减薄相在地震剖面上表现为同相轴向盆地边缘减薄但无明显的超覆特征。收敛减薄相反映了微盆地可容空间小于重力流体积，沉积物越过微盆地在下一个微盆地内沉积。

2. 朵体—水道—朵体沉积体系的垂向演化特征

盆地边缘的重力流沉积常呈收敛底超相和收敛减薄相，不同的地震几何形态指示沉积过程并且记录不同微盆地之间的充填过程（Prather 等，1998）。研究区高分辨率三维地震资料不仅反映深水重力流的沉积类型（多级朵体、小型水道、下切水道），同时也揭示了深水重力流在不同微盆地之间的沉积演化特征。B_1、B_2 和 B_3 三个微盆地底部的地震反射同相轴向盆地边缘减薄，且超覆在盆地边缘（图 3－2b）。典型的收敛底超反射特征反映了微盆地的大小和形状对重力流沉积进行捕获和阻塞。微盆地上部的地震反射同相轴向褶皱脊减薄但无明显的超覆特征，具有收敛减薄反射特征，反映了高沉积速率。更新世以来，重力滑动作用减弱，研究区下陆坡地形受中新世至上新世重力逆冲作用的影响，仍存在一系列微盆地（图 3－2a）。这些微盆地内发育的多级朵体—水道—朵体沉积体系的演化可以分为 4 个阶段（图 3－5）。

第 1 期重力流活动（图 3－5a）：该时期重力流主要发生在 B_1 微盆地，B_1 微盆地的最低溢出点控制了该盆地池状可容空间的大小并捕获了朵体；沉积物超覆在盆地边缘，地震剖面上表现为底超特征（图 3－2b）；重力流体积小于 B_1 微盆地有效池状可容空间时，B_2、B_3 两个盆地未接受重力流沉积，处于饥饿状态。

第 2 期重力流活动（图 3－5b）：随着重力流活动持续增加，重力流体积大于 B_1 微盆地的有效池状可容空间时，重力流通过 B_1 微盆地的最低溢出点向 B_2 微盆地漫溢、充填；在 B_2 微盆地内形成前积沉积特征，盆地边缘见底超地震反射特征（图3－2b）；向深海盆地方向，B_2 微盆地底部重力流沉积比 B_1 微盆地底部重力流沉积要新，沉积物粒度也逐渐变细，B_2 微盆地的底超面比 B_1 微盆地的底超面

要新。

第3期重力流活动(图3-5c):重力流沉积充填 B_1、B_2 两个微盆地所形成的池状盆地后,由于重力流与周围海水具有较大的密度差,在陆坡地形的控制下发育愈合可容空间,形成重力流沉积;愈合可容空间内的重力流沉积与第1期和第2期两个微盆地充填—溢出模式不同,重力流沉积活动沿两个微盆地所形成的连通通道发生沉积;愈合可容空间内的重力流沉积在隆起顶部具有收敛减薄地震相特征(图3-2b)。

第4期重力流沉积(图3-5d):重力流对陆坡均衡面之上的中部隆起带进行局部侵蚀,形成"U"形侵蚀水道(图3-3e);重力流通过侵蚀水道在 B_3 微盆地充填。

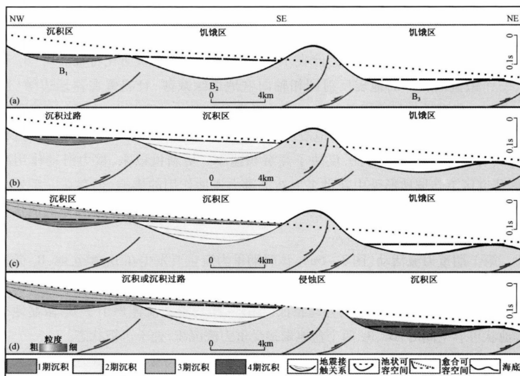


图3-5　朵体—水道—朵体沉积体系的演化剖面(李磊等,2010b)

3. 朵体—水道—朵体沉积体系的平面演化特征

受早期NW向与NE向两组重力逆冲构造带的影响,研究区的陆坡地形表现

为具有连通通道的阶梯状陆坡（图 3-6）。通道内三个微盆地（B_1、B_2 和 B_3）的最低溢出点形成三维闭合空间，构成池状可容空间。研究区陆坡发育池状可容空间和愈合可容空间。若不同微盆地之间不能形成有效闭合空间时，只能形成连通通道状陆坡愈合可容空间。愈合可容空间由陆坡均衡面与池状可容空间的顶部界面所控制。

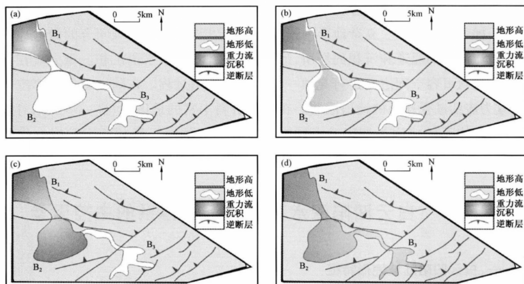


图 3-6　朵体—水道—朵体沉积体系的平面演化图（李磊等，2010b）

当重力流体积小于 B_1 微盆地所形成的有效池状可容空间时，重力流限定在 B_1 微盆地内，形成朵体（图 3-6a）。随着重力流体积持续的增加，当重力流体积大于最低溢出点所控制的可容空间时，重力流漫过最低溢出点在下一个有效池状可容空间内沉积充填，形成次一级朵体（图 3-6b）。在池状可容空间之上，受陆坡地形和重力流的水动力条件控制，发育陆坡愈合可容空间。陆坡愈合可容空间的平面特征受连通通道的形状影响。重力流沉积往往具有水道特征或水道堤岸复合体特征（图 3-6c）。位于陆坡均衡面之上的中部隆起带处于潜在侵蚀状态。重力流在中部隆起带的薄弱带（岩性密度低、最低溢出点处）发生侵蚀，形成侵蚀水道。重力流在中部隆起带的侵蚀水道沉积过路，在 B_3 微盆地内形成末端朵体（图 3-6d）。

五、小结

利用高分辨率三维地震资料对尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带复杂地形条件下的限定性重力流沉积体系进行了研究,研究表明,重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面和可容空间是控制重力流沉积体系空间分布的主要控制因素。

受中新世至上新世所形成的重力逆冲构造的影响,尼日尔三角洲坡脚逆冲带具有阶梯状地形特征。复杂地形内连通的通道以及通道内三维闭合的微盆地构成重力流流动的通道和沉积的场所,形成多级朵体、深水水道沉积。重力流在三维闭合池状可容空间之间进行充填—溢出沉积充填过程。在陆坡愈合可容空间内,重力流活动受连通的通道限制。在钻井资料丰富的地区,应进一步加强对重力流沉积体系的成因类型以及不同时期沉积体系的次级微相的空间展布规律研究。

第三节　白云凹陷深水重力流沉积体系的主控因素

一、白云凹陷陆坡地形特征

白云凹陷位于南海北部陆坡区,水深200~2000m,面积大于$2.0\times10^4km^2$(图1-15)。新近纪以来广泛发育陆坡深水重力流沉积(庞雄等,2007)。三维研究区位于白云凹陷的白云主凹(图3-7)。白云主凹两边断层活动持续时间较长,一直持续到距今23.8Ma。受23.8Ma之前断裂活动的影响,南海北部陆坡发育规模较大的坡内盆地。上陆坡发育多条侵蚀水道,水道末端发育叠置的朵体,形成滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系(图3-8)。由于第四系埋藏浅,不属于油气勘探目的层,缺乏钻测井资料,只能利用高分辨率三维地震数据对深水沉积过程及产物进行认识和推测。本节主要利用白云凹陷研究区第四系高分辨率三维地震数据对滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系的主要控制因素进行分析。

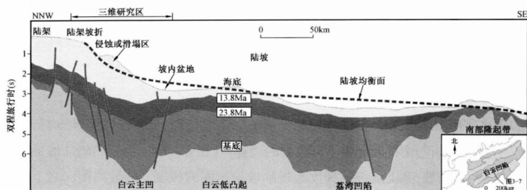


图 3 -7　白云凹陷区域地质剖面

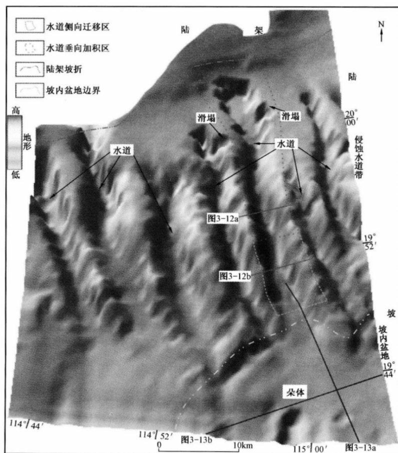


图 3 -8　白云凹陷研究区第四系陆坡地形(Li 等,2012)

研究区的复杂陆坡地形可以分为侵蚀水道带和坡内盆地带(图3－8)。侵蚀水道带发育大量侵蚀水道,并带伴有大量的陆坡滑塌和水道壁滑塌。坡内盆地位于侵蚀水道带的下方,其地形相对较缓,发育多个相互叠置的朵体。

二、陆坡均衡面及可容空间

陆坡均衡面是沉积与侵蚀作用相平衡的一个趋势面。研究区的陆坡均衡面表现为过陆架坡折与南部隆起带下部坡脚的趋势面(图3－7)。白云凹陷陆坡地形复杂,为非均衡陆坡,其上陆坡的梯度超过陆坡均衡面的梯度。陆坡均衡面之上的区域为潜在的侵蚀或滑塌区,陆坡均衡面之下的区域为潜在沉积区(图3－7、图3－9)。坡内盆地的海底与陆坡均衡面之间发育规模较大的陆坡可容空间。非均衡陆坡总是通过陆坡滑塌、侵蚀活动、沉积活动使陆坡地形趋于平缓,达到均衡。白云凹陷上陆坡位于陆坡均衡面之上,重力流侵蚀、陆坡滑塌以及水道壁滑塌使陆坡趋于均衡(图3－7至图3－10)。陆坡的侵蚀(滑塌)区位于陆坡均衡面之上,一部分通过滑塌达到均衡(图3－9a),形成大量的滑块,一部分通过重力流侵蚀活动达到均衡(图3－9b),形成大量的侵蚀水道,重力流在水道内主要以沉积过路为主。

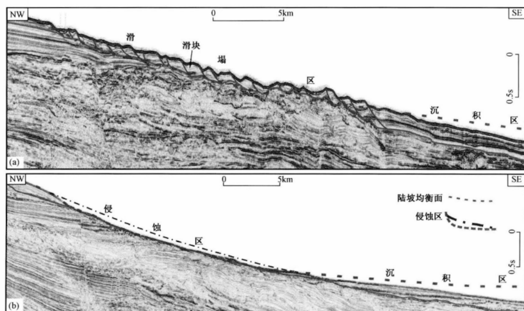


图3－9　白云凹陷三维区上陆坡典型剖面(Li 等,2012)

(a)顺水道壁地震剖面;(b)顺水道地震剖面

随着沉积物载荷的日益增加，陆坡重力失稳，形成陆坡滑塌（图3－8、图3－9a、图3－10）。陆坡滑塌形成的滑块位移方向一般与陆坡倾向一致（图3－9a）。陆坡滑塌形成的滑塌槽走向一般平行陆坡走向。在侵蚀水道不发育的区域仍保留这一特征（图3－10）。重力流活跃的地区主要发育侵蚀水道。重力流对水道进行侵蚀导致水道壁过陡，水道壁失稳发生滑塌。水道壁形成的滑塌槽与水道走向近于平行（图3－10、图3－11a）。早期顺陆坡走向的滑塌与后期水道壁的滑塌共同作用形成了多边形断层（图3－11）。

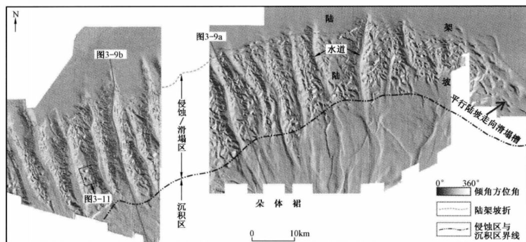


图3－10　白云凹陷滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系（Li等，2012）

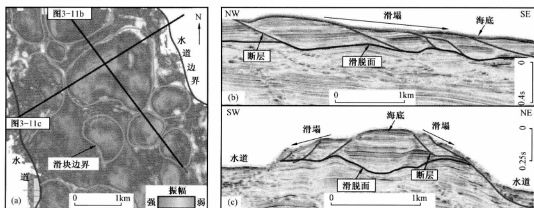


图3－11　白云凹陷第四系发育的多边形断层（Li等，2012）

（a）海底＋40ms均方根振幅属性；（b）顺陆坡的滑塌；（c）水道壁的滑塌

裂陷作用停止后,仅仅用区域应力场(伸展作用)不能解释地震数据上所观察到的多边形断层现象。沉积物连续卸载诱使的重力失稳控制了变形(Calassou 和 Moretti,2003)。沉积物卸载和重力滑动是控制变形的主要因素。白云凹陷第四系陆坡存在的这类变形并不是由于区域构造应力场引起的,而是由于日益增长的沉积物载荷导致重力失稳形成的。这种环境下的局部应力场受岩性的不连续性影响,岩性的不连续性可以使沉积物载荷引起的主应力改变方向。水道沉积活动与重力滑动之间的相互作用,不同方向的重力滑动导致陆坡断层多边形的形成(图 3 - 11)。这意味着重力流的侵蚀活动和重力滑动作用共同调整不均衡陆坡,使其趋于均衡。

三、沉积类型及沉积相平面特征

白云凹陷第四系陆坡发育大量的滑塌、水道、朵体(图 3 - 10)。陆坡和水道壁重力失稳发生滑塌。重力滑动作用形成的滑块,其形状往往不规则,直径一般小于 2km(图 3 - 9a、图 3 - 11)。滑块的岩性取决于陆坡和水道壁的岩性。南海北部白云凹陷现今陆坡处于高水位期,陆上物源供给较弱,陆坡的岩性以细粒沉积为主。由于重力流在水道内以侵蚀或沉积过路为主,很少发生沉积作用,滑块的岩性多以泥质为主。

白云凹陷上陆坡发育多条顺陆坡倾向的侵蚀水道(图 3 - 8、图 3 - 10)。侵蚀水道在地震反射上呈“V”形或“U”形特征(图 3 - 12)。水道底部被强振幅粗粒滞留沉积所充填(图 3 - 12a)。水道边缘被弱振幅杂乱反射的块体搬运沉积和弱振幅平行反射的深海披覆沉积所充填(图 3 - 12)。水道壁的滑塌形成滑块(图 3 - 12a)。

侵蚀型深水水道是重力流将粗粒物质搬运到深海平原的通道。少量粗粒物质滞留在水道底部,大部分粗粒物质被重力流搬运到下陆坡或深海平原区域。侵蚀水道内的充填物质多数是重力流静止期的深海披覆沉积。重力流对水道壁进行长期侵蚀,导致水道壁失稳,发生滑塌。侵蚀水道内多见滑块沉积。上倾方向水道壁的滑塌形成的重力流在水道的下倾方向形成沉积或在水道末端形成朵状的块体搬运沉积。

白云凹陷深水区近海底高分辨率三维地震资料清晰地揭示了顺陆坡方向发育的深水水道侧向迁移和垂向加积特征(图 3 - 12)。侧向迁移区的深水水道以水

道侧向迁移为特征(图3－12a)。水道内侧的叠瓦反射体与水道演化过程中的连续侧向迁移有关。水道的侧向迁移导致水道内侧的增生沉积和外侧的侵蚀。深水水道垂向加积区,水道内沉积以垂向加积为特征(图3－12b)。侧向迁移区的深水水道弯曲度比加积区水道弯曲度要大。一般来讲,陆坡坡度高,水道的弯曲度低,坡度低,水道弯曲度高。分选性好、低能量充填的水道比粗粒的、高能量充填水道的弯曲度高。

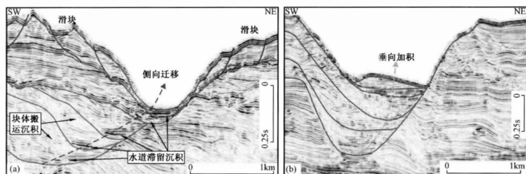


图3－12　白云凹陷第四系水道演化地震剖面(Li 等,2012)

(a)水道迁移典型剖面;(b)水道加积典型剖面

在水道末端,坡内盆地的坡度小于陆坡均衡面的坡度。陆坡均衡面与海底之间形成陆坡可容空间(图3－9b)。重力流在上陆坡水道内发生侵蚀和沉积过路,在水道末端形成朵体,多个朵体在水道末端的叠置形成朵体裙(图3－10)。界面H_1—H_5之间地层的典型地震相特征揭示了一个完整的深水沉积序列。下部地层由呈透明杂乱反射以及强振幅杂乱反射特征的块体搬运沉积组成(图3－13)。块体搬运沉积的前端由于内部变形发育逆冲构造。块体搬运沉积的岩性取决于陆坡或邻近局部隆起的岩性。下部块体搬运沉积的地震振幅的前后变化有可能是流态和岩性差异的反映(图3－13a)。块体搬运沉积被上覆的强振幅平行亚平行地震反射特征的浊积朵体所覆盖。最上端的朵体则呈中振幅前积反射特征,陆坡上倾方向见上超特征,顺陆坡方向见下超特征(图3－13a)。

三套沉积物分布在水道末端的坡内盆地(图3－14)。从三套沉积物厚度分布来看,块体搬运沉积搬运距离最远,沉积在盆地的最远端。由于底部块体搬运沉积的起伏地表和重力流供给减少的因素,上部两套朵体逐渐向水道上方迁移。

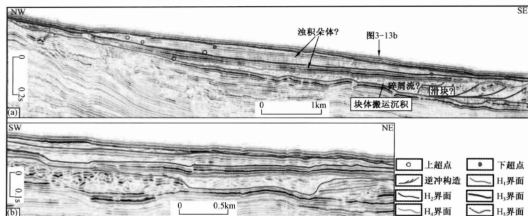


图 3-13　白云凹陷第四系朵体典型地震剖面(Li 等,2012)

(a)顺朵体的地震剖面;(b)垂直朵体的地震剖面

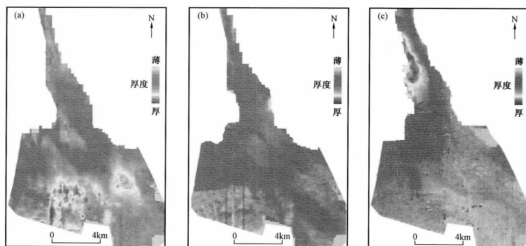


图 3-14　不同时期朵体厚度图(Li 等,2012)

(a)H_4—H_5 厚度图;(b)H_3—H_4 厚度图;(c)H_2—H_3 厚度图

四、白云凹陷深水重力流沉积体系的演化

1. 地震相与沉积过程关系

研究区第四纪存在活跃的重力流活动,发育典型的深水水道—朵体沉积体系(图 3-10)。顺朵体方向的地震剖面(图 3-13a)显示:底部杂乱前积反射代表块体搬运沉积在水道末端的前积沉积(图 3-14a);上覆的强振幅平行亚平行地震反

射推测可能是加积的浊积朵体(图 3 - 14b);顶部的中振幅前积反射,伴有明显的地震同相轴上超特征,推测可能是浊流能量减弱,供给减少,形成退积朵体(图 3 - 14c)。

2. 水道—朵体沉积体系垂向演化

南海北部陆坡发育大型坡内盆地(图 3 - 7、图 3 - 8)。与尼日尔三角洲坡脚逆冲带发育的微盆地相比,坡内盆地的规模较大。上陆坡的坡度大于陆坡均衡面的坡度,上陆坡主要以滑塌、侵蚀和沉积过路为主,形成大量的侵蚀水道(图 3 - 7、图 3 - 10)。而坡内盆地的坡度小于陆坡均衡面的坡度(图 3 - 7)。坡内盆地位于陆坡均衡面之下,发育陆坡可容空间,可容空间规模远远大于重力流的供给量,以沉积作用为主(图 3 - 15)。上陆坡水道内的限定性重力流到达水道末端的坡内盆地时,转化为非限定性重力流,可以在坡内盆地自由流动形成朵体。

陆坡的滑塌或水道壁的滑塌形成的重力流在水道内主要发生侵蚀和沉积过路,而在水道末端形成朵状的块体搬运沉积(图 3 - 15a)。远端的块体搬运沉积由于收缩作用发生逆冲变形。块体搬运沉积前积在坡内盆地,在平面上也具有朵状外形(图 3 - 14a)。前端的块体搬运沉积逆冲变形导致海底隆起,形成微盆地(图 3 - 15a)。后期的浊流在块体搬运沉积表面的微盆地内沉积(图 3 - 14、图 3 - 15b)。随着浊流活动的逐渐减弱,浊流沉积溯源迁移,形成退积朵体(图 3 - 14c、图 3 - 15c)。重力流活动静止期,早期的朵体被深海披覆沉积所覆盖(图 3 - 15d)。在垂向上形成块体搬运沉积—浊积朵体—深海披覆沉积序列。

3. 水道—朵体沉积体系平面演化特征

上陆坡的陆坡均衡面位于海底之下,限定性重力流在水道内发生侵蚀和沉积过路。水道末端相对开阔的坡内盆地发育陆坡可容空间,限定性重力流在坡内盆地转换为非限定性重力流,并形成朵状沉积(图 3 - 16)。

陆坡的滑塌和水道壁的滑塌所形成的块体搬运沉积在坡内盆地形成碎屑流为主的朵状沉积体(图 3 - 16a)。由于上陆坡和水道壁的滑塌所形成的重力流体积小于坡内盆地规模,重力流在水道末端形成朵状沉积体,这些沉积体在横向上相互叠置形成朵体裙(图 3 - 8、图 3 - 10)。早期块体搬运沉积形成的朵状沉积体,由于内部变形导致海底地形起伏不平(图 3 - 15a)。起伏不平的海底形成

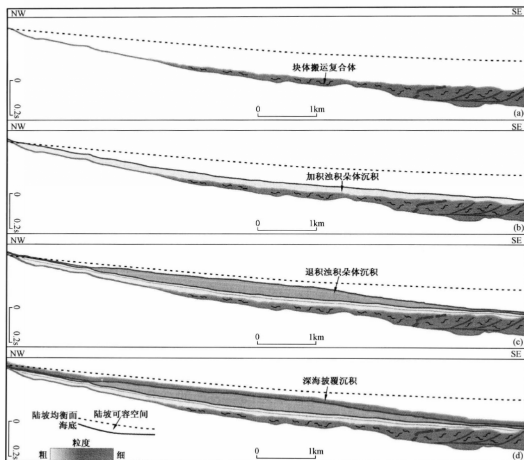


图 3 - 15　水道—朵体沉积体系的演化剖面(李磊等,2009)

局部微盆地,后期的浊流在这些微盆地内沉积(图 3 - 15b、图 3 - 16b)。随着浊流供给量的减小以及能量的减弱,水道末端形成的浊积朵体向上陆坡方向迁移,形成退积朵体(图 3 - 15c、图 3 - 16c)。由于受海底地形、陆坡均衡面的影响,重力流在水道内主要以侵蚀和沉积过路为主。位于陆坡均衡面之下的坡内盆地发育陆坡可容空间,接受重力流沉积并形成朵状沉积。重力流静止期间,整个陆坡以深海披覆沉积为主,泥质沉积均匀披覆在整个深海地形之上(图 3 - 15d、图 3 - 16d)。

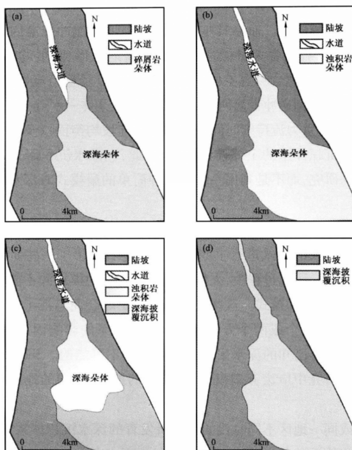


图3－16　水道—朵体沉积体系的平面演化图(李磊等,2009)

五、小结

白云凹陷第四系陆坡发育滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系,而尼日尔三角洲坡脚逆冲带第四系陆坡发育多级朵体—水道—朵体沉积体系,重力流供给量、重力流持续时间、海底地形、陆坡均衡面及可容空间因素的不同造成两个地区沉积体系的差异。

南海北部第四系陆坡受裂陷期影响发育规模较大的坡内盆地,属于非均衡陆坡,侵蚀、滑塌以及沉积作用使陆坡趋于均衡。上陆坡位于陆坡均衡面之上,主要以侵蚀和滑塌作用为主,发育滑块和侵蚀水道。坡内盆地位于陆坡均衡面之下,发育的陆坡可容空间为重力流提供大量沉积场所,发育朵体。受海底地形、陆坡

均衡面、陆坡可容空间以及重力流性质的影响，白云凹陷第四系陆坡发育滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系。而尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带第四系陆坡受早期重力滑动作用的影响，发育大量微盆地。受微盆地地形、陆坡均衡面、可容空间（池状可容空间和陆坡愈合可容空间）、沉积物供给以及重力流持续时间的影响，尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带第四系陆坡发育多级朵体—水道—朵体沉积体系。

重力流供给量、重力流持续时间、海底地形、陆坡均衡面以及可容空间因素是影响深水重力流沉积体系的主要控制因素，因此，在深水沉积研究过程中应加强这些主控因素的研究，而不是利用一种或几种简单的扇模式对深水重力流沉积进行概括和预测。

一些学者利用某一或几个地区的资料建立了深水沉积模式，一些学者则利用另外一些资料对前人的模式进行了修改。许多学者提出了一些研究富砂和富砾扇的优秀沉积模式。研究过程中，人们逐渐发现已有的模式并不能概括所有浊积体系，又提出一些改进的模式。这些模式要么过于综合而忽视了一些沉积构型细节，要么仅强调其中一个或两个方面。深水沉积体系的影响因素众多，仅利用一个沉积模式刻画所有已知的深水扇或浊积体系是不可能的。Shanmugam 等主张，在深水沉积体系研究中应废弃扇模式，在不同的地区，不同的地层应加强沉积过程的研究。

不同地区或同一地区不同时代的地层所发育的深水沉积体系千差万别，但组成这些深水沉积体系的基本要素（沉积单元）却是相同的。深水沉积体系的差异主要体现在这些基本要素（沉积单元）的组合关系上。深水沉积体系基本要素如何组合问题也就是深水沉积体系的控制因素问题。深水沉积研究除了对深水沉积单元进行识别和表征之外，还应该加强沉积体系的控制因素研究，而不是简单的套用某种扇模式。

第四章　深水层序地层样式及沉积层序模式

第三章讨论了重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面和可容空间等因素对深水重力流沉积体系的影响。不同地区或同一地区不同时代地层，主控因素的差异导致深水沉积体系千差万别。深水地层由不同深水沉积体系叠置而成，具有一定的旋回性。深水层序地层学提供了一种在等时格架内研究深水沉积体系的方法。

第一节　深水层序地层研究存在的问题

层序地层学理论对深水沉积研究具有巨大的推动作用，但随着深水沉积研究的深入，将现有的层序地层学理论直接应用到深水沉积研究中还存在以下两个方面的问题。

(1)与浅水环境不同，深水环境缺少相对海平面变化的直接证据。在陆坡和深海平原区域，由于缺少海平面变化的明显标志和陆上暴露侵蚀特征，需要建立深水层序界面的识别标志。

(2)深水沉积位于沉积物搬运通道的最远端，因此沉积物向深水环境搬运的过程中受补给河流体系的动力学机制(控制了沉积物的体积和粒度)、陆架可容空间、陆架地形(控制岸线相对陆架边缘位置)以及相对海平面变化等因素的影响。第三章的研究结果表明，沉积物到达陆架边缘甚至超过陆架坡折之后，陆坡地形、陆坡均衡面及可容空间等因素则是深水重力流沉积体系的主要控制因素，因此，应综合考虑这些因素建立深水沉积层序模式。

本章主要探讨深水层序界面的识别标志、深水层序样式以及不同类型陆坡盆地的沉积层序模式的问题。

第二节　深水层序界面及层序样式

一、深水层序界面的识别

1. 深水层序界面的地震识别标志

在深水沉积环境，深水重力流沉积与周围深海泥质沉积存在较大的波阻抗差异(图1－14)。地震正演模拟结果显示深水重力流沉积单元对应于强振幅反射(图2－16、图2－18、图2－25、图2－35)。层序界面一般对应于一组强振幅地震相的底界(图4－1)。在一套层序内，下部地层与上部地层的振幅一般具有明显的强弱变化。尼日尔三角洲西部深水研究区典型层序剖面显示，SQ125、SQ10.5、SQ8.2由三套振幅强弱变化的地震相旋回组成(图4－1)。层序界面均位于强振幅地震反射之下。三套地震相旋回被解释为朵体—深海披覆沉积和块体搬运沉积—水道—深海披覆沉积序列。深海沉积由于缺乏反映水体突然变深的证据，沉积物粒度由粗变细的旋回往往代表了深水沉积旋回。尼日尔三角洲西部深水研究区的典型层序由两套反复出现的块体搬运沉积—水道堤岸复合体沉积序列组成(图4－2)。呈杂乱反射特征的块体搬运沉积位于层序界面之上，底部具有典型的侵蚀擦痕。

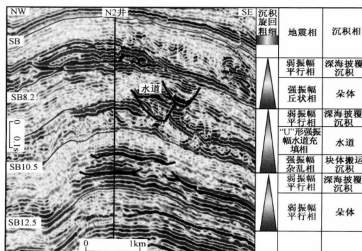


图4－1　尼日尔三角洲深水研究区典型层序格架剖面一

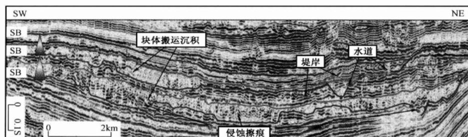


图 4－2　尼日尔三角洲深水研究区典型层序格架剖面二

总之，深水层序界面在地震剖面上具有以下 3 个方面的特征：层序界面位于代表重力流沉积的强地震反射波组之下，一套沉积层序由下至上往往具有强弱变化特征；底部发育块体搬运沉积的深水层序，层序界面往往具有典型的侵蚀擦痕；深水层序发育较大规模的水道时，层序界面可见侵蚀特征。

2. 深水层序界面的测井识别标志

测井资料具有较高的垂向分辨率，能更好地反映深水沉积序列（图 4－3、图

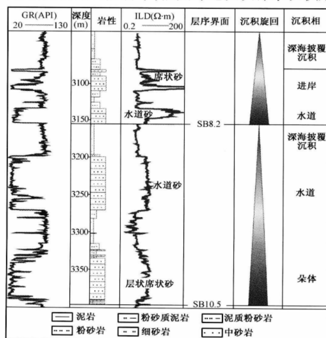


图 4－3　尼日尔三角洲深水研究区 N1 井典型层序划分

4－4）。深水层序界面之上为粗粒的重力流沉积，之下为深海披覆沉积。层序界面上下岩性的突变在测井曲线上具有良好的响应。水道砂或复合席状砂在测井上呈箱状特征，层状席状砂呈锯齿状（图 4－3、图 4－4）。高自然伽马值的深海披覆沉积位于深水沉积序列的顶部。在测井响应上，深水沉积序列由粗变细的沉积旋回特征更加明显。

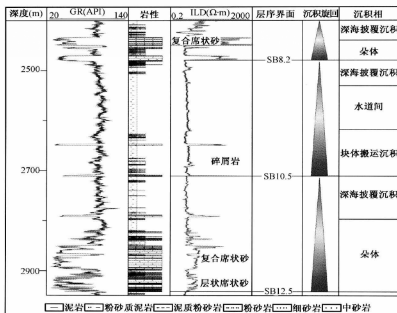


图 4－4　尼日尔三角洲深水研究区 N2 井典型层序划分

3. 深水层序界面的岩心识别标志

白云凹陷深水区 L1 井钻遇的 21Ma 深水沉积层序是一个向上逐渐变细的退积旋回，主要由浊积朵体和深海披覆沉积组成（图 4－5）。该退积旋回反映了相对海平面上升，重力流供给逐渐减小，能量逐渐减弱。底部主要由灰色块状中、细粒复合席状砂组成。层序界面在岩心上见冲刷面，界面之下为含黄铁矿结核的深灰色泥岩，其上为具逆粒序结构的灰色中、细粒砂岩（图 4－5）。

4. 沉积相组合与沉积序列

层序界面可以利用反复出现的沉积序列来确定。深水层序由反复出现的块体搬运沉积—朵体—水道—深海披覆沉积和朵体—水道—深海披覆沉积序列组成（图 4－1 至图 4－6）。

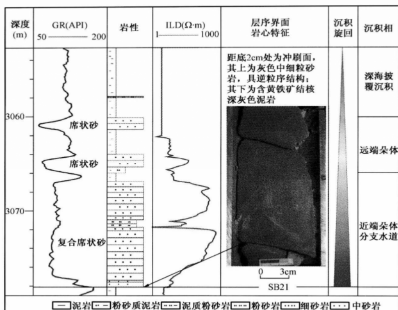


图4－5　白云凹陷L1井典型深水沉积层序

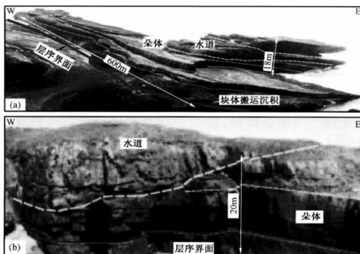


图4－6　爱尔兰Ross砂岩露头典型深水沉积序列(据Pyles,2008)

(a)上Ross砂岩露头剖面;(b)中Ross砂岩露头剖面

二、深水层序样式的建立

重力流触发机制多样，在相对海平面变化旋回的各个时期都有可能形成重力流。但相对海平面下降到陆架坡折附近，甚至低于陆架坡折时，陆缘碎屑物质更容易达到陆架边缘形成重力流，在陆坡或深海盆地形成深水重力流沉积体系。而在相对海平面海侵期与高水位期，陆坡和深海盆地往往对应于凝缩层沉积。凝缩层沉积在整个深海盆地分布广泛，一般易于追踪对比。因此，深水层序采用二分体系域，即低位体系域的重力流沉积与海侵—高位体系域的深海披覆沉积（图 4 -7）。深水层序在垂向上存在块体搬运沉积—朵体—水道（水道堤岸复合体）—深海披覆沉积和朵体—水道（水道堤岸复合体）—深海披覆沉积两种沉积序列（图 4 -7）。

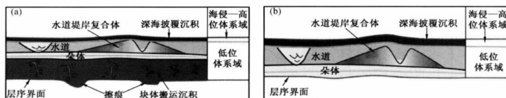


图 4 -7　深水层序样式

（a）深水层序样式一；（b）深水层序样式二

海侵—高位体系域形成的凝缩层厚度较薄，在地震剖面上一般不易分辨，但在测井曲线上则容易识别。由于凝缩层广泛分布于整个深海盆地，在测井曲线上也易于全盆地追踪对比，可以作为全区对比的标志层。

三、小结

利用钻测井资料与地震资料，总结了深水层序界面的 4 种识别标志。深水层序二分体系域特征明显：低位体系域主要发育重力流沉积，海侵—高位体系域主要发育深海披覆沉积。建立了两种典型的深水层序样式，块体搬运沉积—朵体—水道（水道堤岸复合体）—深海披覆沉积和朵体—水道（水道堤岸复合体）—深海披覆沉积序列。深水层序格架的建立有助于揭示不同时期深水重力流沉积体系的相互关系。相对海平面变化影响陆缘碎屑物质向陆架边缘输送。当沉积物到达陆架边缘甚至超过陆架边缘后，重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面以及可容空间则是影响重力流沉积过程及分布的主要因素。因此，应在深水层序格架内，综合考虑重力流供给量、重力流持续时间、陆

坡与海底地形、陆坡均衡面以及可容空间等因素研究深水重力流沉积体系的演化过程及分布样式。

第三节　深水沉积层序模式

一、白云凹陷深水沉积层序模式

南海北部白云凹陷深水区近海底高分辨率三维地震资料揭示了块体搬运沉积—朵体沉积—深海披覆沉积序列(图3－13)。该沉积序列具有典型的二分体系域特征:低位体系域发育重力流沉积,海侵—高位体系域发育深海披覆沉积。对白云凹陷第四系重力流沉积体系的沉积过程及分布特征研究表明,重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面及可容空间等因素是控制重力流沉积过程及分布的主要因素。应综合考虑相对海平面变化、重力流动力学特征、陆坡地形、陆坡均衡面以及可容空间等因素建立沉积层序模式。

受裂陷期断裂作用的影响,南海北部白云凹陷第四系陆坡地形复杂,发育坡内盆地。由于陆坡梯度与陆坡均衡面梯度不一致,陆坡为非均衡陆坡(图4－8a)。侵蚀、滑塌、沉积过路以及沉积作用使非均衡陆坡逐渐向均衡陆坡转化。上陆坡梯度大于陆坡均衡面梯度,该区域以陆坡滑塌、水道侵蚀或沉积过路为特征。坡内盆地位于陆坡均衡面之下,发育陆坡可容空间。

深水层序二分体系域特征明显,深水层序沉积演化主要分为4个阶段(图4－8):低位体系域早期(前积阶段)、低位体系域中期(加积阶段)、低位体系域晚期(退积阶段)、海侵—高位体系域。低位体系域是深水重力流沉积最为活跃的阶段,而海侵—高位体系域重力流活动相对较弱,主要以低沉积速率的深海披覆沉积为主。

1. 白云凹陷深水沉积层序模式的垂向特征

低位体系域早期发育滑块、碎屑流为主的深水水道—朵体裙沉积体系(图4－8b)。相对海平面下降到陆架坡折甚至低于陆坡坡折时,陆缘碎屑物质被搬运到陆架边缘。陆架边缘或上陆坡的沉积物由于重力失稳发生滑塌,形成重力流。上陆坡梯度大于陆坡均衡面梯度,该区域为主要的侵蚀区。重力流在上陆坡区主要以侵蚀、沉积过路为主。重力流在水道内不断侵蚀,导致水道壁过陡,易发生水道壁滑塌,形成滑块。坡内盆地发育的陆坡可容空间为陆坡滑塌形成的滑块、水道

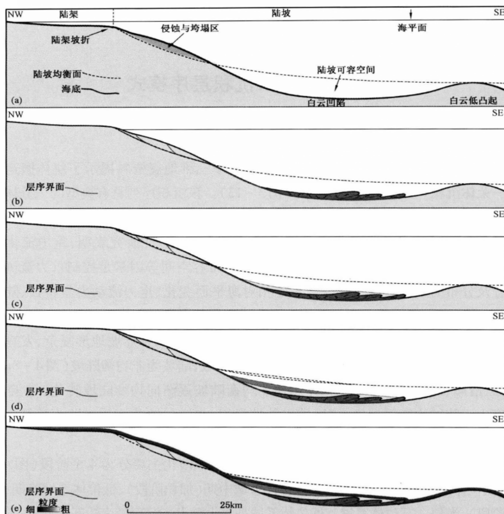


图 4－8　白云凹陷深水沉积层序模式的垂向特征示意图(Li 等,2012)

壁滑塌形成的滑块以及陆架边缘滑塌形成的重力流提供了沉积场所。由于坡内盆地发育的陆坡可容空间远远大于重力流体积,非限定性重力流在坡内盆地形成朵状的块体搬运沉积。块体搬运沉积来源于陆架边缘、陆坡以及水道壁的滑塌物质。块体搬运沉积物的岩性取决于陆坡岩性以及陆架边缘沉积物的岩性。整体而言,块体搬运沉积砂、泥岩混杂,以泥岩为主。侵蚀水道与块体搬运沉积对下伏地层侵蚀形成的不整合面构成了深水层序界面(图 4－8b)。内部收缩作用形成

的逆冲构造导致块体搬运沉积的表面起伏不平，形成一些微盆地。

低位体系域中期发育加积的深水水道—朵体裙沉积体系（图4－8c）。相对海平面下降至最低点并开始缓慢上升阶段，重力流将陆架边缘的粗粒沉积物经上陆坡水道搬运到坡内盆地。侵蚀水道内的限定性重力流发生沉积过路。重力流在块体搬运沉积上部的微盆地沉积下来。

低位体系域晚期发育退积的深水水道—朵体裙沉积体系（图4－8d）。相对海平面上升，重力流体积减少、能量减弱，重力流在水道口形成朵状沉积，并超覆在陆坡边缘。

海侵—高位体系域发育深海披覆沉积（图4－8e）。该时期，重力流活动基本停止。深海披覆沉积不受陆坡地形、陆坡均衡面以及可容空间的影响，均匀披覆在整个陆坡地形之上。

2. 白云凹陷第四系深水沉积层序模式的空间特征

低位体系域早期（前积阶段）（图4－9a）：白云凹陷第四系陆坡发育坡内盆地。受陆坡地形及陆坡均衡面的影响，上陆坡区主要以滑塌与侵蚀为主。坡内盆地发育的陆坡可容空间为重力流提供了沉积场所。相对海平面下降初期，白云凹陷第四系陆坡发育滑塌—侵蚀水道—朵体裙沉积体系。该时期的水道以侵蚀为主，主要作为重力流的搬运通道。水道末端的坡内盆地发育陆坡可容空间，且可容空间大于重力流的体积。重力流在坡内盆地由限定性流转化为非限定性流。重力流在水道末端形成朵体，朵体相互叠置构成朵体裙。该时期的朵体主要由块体搬运沉积（滑块、碎屑流等）组成。块体搬运沉积内部由于收缩作用发生变形，其表面起伏不平，发育大量微盆地。

低位体系域中期（加积阶段）（图4－9b）：相对海平面下降至最低点并开始缓慢上升阶段，由于上陆坡的坡度大于陆坡均衡面的坡度，上陆坡不发育可供重力流沉积的陆坡可容空间。陆架边缘粗粒碎屑物质形成的重力流限定在侵蚀水道内发生沉积过路。重力流不断对水道侵蚀，水道壁过陡导致重力失稳，形成水道壁滑塌。重力流在低位体系域早期发育的微盆地内沉积下来。该时期主要发育侵蚀水道—朵体裙沉积体系。

低位体系域晚期（退积阶段）（图4－9c）：低位体系域早期与中期的滑塌、侵蚀、沉积作用使陆坡地形逐渐变缓，上陆坡梯度减小，陆坡均衡面也发生变化。相

对海平面下降到最低点开始上升阶段，重力流供给量及强度都有所减弱，重力流沉积超覆在陆坡之上，在水道口形成退积朵体裙。

海侵—高位体系域（图4－9d）：该时期陆坡和深海平原处的重力流活动比较弱，主要发育深海披覆沉积。

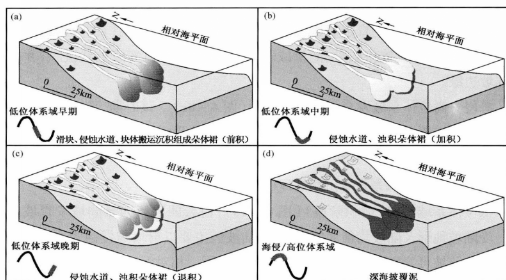


图4－9　白云凹陷深水沉积层序模式的空间特征示意图（Li等，2012）

二、尼日尔三角洲坡脚逆冲带深水沉积层序模式

1. 尼日尔三角洲坡脚逆冲带深水沉积层序模式的垂向特征

尼日尔三角洲坡脚逆冲带第四系高分辨率三维地震资料揭示了深水沉积层序的二分体系域特征（图3－2、图3－3）：低位体系域主要发育重力流沉积，海侵—高位体系域主要发育深海披覆沉积。第三章关于重力流沉积体系影响因素的研究表明，坡脚逆冲带微盆地内的重力流的沉积过程及其分布主要受陆坡地形、陆坡均衡面以及可容空间的影响。研究区陆坡属于非均衡陆坡，侵蚀和沉积作用使陆坡趋于均衡（图4－10a）。受中新世至上新世重力逆冲作用的影响，坡脚逆冲带发育多个微盆地。这些微盆地位于陆坡均衡面之下，发育陆坡可容空间（池状可容空间和陆坡愈合可容空间）。重力流沉积之前，深海披覆沉积均匀披覆在整个陆坡地形之上。3个微盆地在低位体系域发育的重力流活动受重力流供给

量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面及可容空间的影响。根据这些影响因素又可以将研究区低位体系域发育的重力流活动分为4期。

第1期重力流活动(图4-10b):陆坡均衡面和B_1微盆地的最低溢出点控制的三维闭合空间控制了B_1微盆地池状可容空间的大小。重力流首先到达B_1微盆地,B_1微盆地的池状可容空间捕获了重力流,形成朵体。沉积物超覆在盆地边缘,形成不整合面。

第2期重力流活动(图4-10c):当重力流体积大于B_1微盆地的池状可容空间时,重力流在B_1微盆地以沉积过路为主,在B_2微盆地进行沉积充填。B_2微盆地底部重力流沉积比B_1微盆地底部重力流沉积要新,沉积物粒度也逐渐变细。重力流超覆在B_2微盆地边缘形成不整合面。B_2微盆地发育的不整合面比B_1微盆地发育的不整合面要新。

第3期重力流活动(图4-10d):由于重力流与周围海水具有较大的密度差,在陆坡地形的控制下形成陆坡愈合可容空间。重力流在B_1、B_2两个微盆地发育的池状可容空间以充填—溢出模式沉积之后,在陆坡愈合可容空间内形成重力流沉积。在陆坡上倾方向,重力流上超在陆坡之上。在陆坡下倾方向,重力流下超在早期沉积地层之上形成不整合面。重力流在B_1、B_2微盆地之间形成退积朵体。

第4期重力流沉积(图4-10e):随着重力流对B_1、B_2微盆地的充填,陆坡梯度逐渐接近陆坡均衡面梯度,陆坡可容空间越来越小。重力流在B_1、B_2微盆地主要以沉积过路为主。中部隆起带位于陆坡均衡面之上,为潜在的滑塌和侵蚀区。重力流对中部隆起带侵蚀,形成侵蚀水道。重力流经侵蚀水道到达B_3微盆地,在B_3微盆地内形成新的朵体。

海侵—高位体系域以深海披覆沉积为主。沉积重力流活动主要集中在低位体系域,海侵—高位体系域深海区域可能发生少量重力流活动。重力流活动静止期,深海披覆沉积均匀披覆整个海底地形。地层的厚度与地面起伏无直接关系。正常情况下,地层与顶底面呈整合接触,有时也会表现为对底部的同沉积地形的轻微上超。

重力流对不同微盆地充填过程中,发育多期不整合面。这些不整合面虽然具有等时性,但在区域上很难追踪对比。海侵—高位体系域发育的深海披覆沉积在全区分布稳定,易于追踪对比。

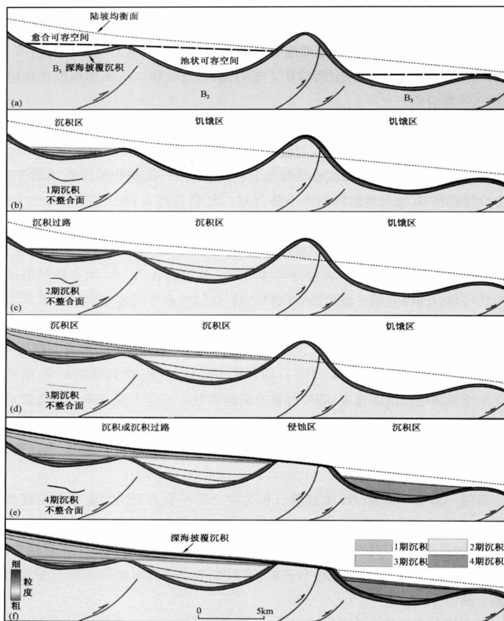


图4－10　尼日尔三角洲深水研究区的深水沉积层序模式垂向特征示意图

2. 尼日尔三角洲坡脚逆冲带深水沉积层序的空间演化模式

尼日尔三角洲坡脚逆冲带受中新世至上新世重力滑动作用的影响，第四系陆坡仍发育大量的微盆地（图4－11）。与南海北部陆坡发育的坡内盆地的规模相比，这些微盆地的规模相对较小（图4－9）。相对海平面低位时期，河流将尼日尔三角洲提供的大量陆缘粗粒物质搬运到陆架边缘。陆架边缘粗粒沉积物形成的重力流经上陆坡到达下陆坡，在坡脚逆冲带形成复杂的深水重力流沉积体系。研究区低位体系域重力流演化分为4个阶段。

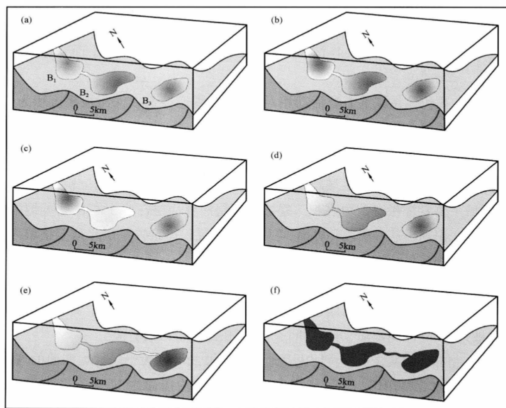


图4－11　尼日尔三角洲深水研究区的深水沉积层序模式空间特征示意图

第1阶段（图4－11b）：位于陆坡均衡面之下，B_1 微盆地的最低溢出点控制的三维闭合区域构成了池状可容空间。重力流在池状可容空间内充填沉积，形成朵体。

第2阶段（图4－11c）：重力流将 B_1 微盆地的池状可容空间充填之后，经 B_1、

B_2 微盆地之间的连通通道，在 B_2 微盆地内形成新的朵体。

第 3 阶段(图 4－11d)：随着重力流对 B_1、B_2 所发育的池状可容空间充填，陆坡地形逐渐平缓。B_1、B_2 微盆地由通道相连，重力流在 B_1、B_2 微盆地所发育的陆坡愈合可容空间内沉积。

第 4 阶段(图 4－11e)：重力流对 B_1、B_2 微盆地充填，使陆坡梯度与陆坡均衡面的梯度一致。B_1、B_2 微盆地无陆坡可容空间，重力流发生沉积过路。中部隆起带位于陆坡均衡面之上，重力流对中部隆起带进行侵蚀，形成侵蚀水道。重力流经中部隆起带的侵蚀通道到达 B_3 微盆地，形成新一级朵体。

重力流受陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间以及重力流供给量的影响发育朵体—水道—朵体沉积体系。4 个阶段的重力流沉积过程与相对海平面变化没有直接关系。

海侵—高位体系域重力流活动相对较弱，坡脚逆冲带以深海披覆沉积为主，泥质沉积披覆整个陆坡地形(图 4－11f)。

三、小结

深水层序具有二分体系域特征：低位体系域主要发育重力流沉积，海侵—高位体系域主要发育深海披覆沉积。凝缩层和层序界面是深水沉积体系关键的层段和界面。识别出这些层段和界面，可以将深水沉积体系置于层序地层格架内进行对比和沉积演化分析。

南海北部第四系陆坡与尼日尔三角洲西部第四系陆坡地形复杂，二者均为非均衡陆坡。但两个地区的第四系深水沉积层序模式差异极大，这主要与海平面变化、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间、重力流供给量等因素有关。

南海北部第四系陆坡发育坡内盆地。上陆坡的坡度大于陆坡均衡面的坡度，主要以侵蚀和滑塌作用为主。坡内盆地位于陆坡均衡面之下，发育陆坡可容空间，主要以沉积作用为主。陆坡可容空间大于重力流供给量，以非限定性重力流沉积为主。南海北部第四系陆坡发育滑塌—侵蚀水道—朵体裙沉积体系。深水沉积层序模式受相对海平面变化、重力流供给量、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间的影响，低位体系域分为 3 个阶段：低位体系域早期发育滑块、侵蚀水道、进积的朵状块体搬运沉积；低位体系域中期发育侵蚀水道、加积的朵状重力流沉积；低位体系域晚期发育侵蚀水道、退积的朵状重力流沉积。

尼日尔三角洲坡脚逆冲带第四系陆坡发育大量的微盆地，且微盆地规模小于重力流供给量。微盆地位于陆坡均衡面之下，重力流在微盆地之间以充填—溢出模式进行沉积充填。尼日尔三角洲坡脚逆冲带第四系陆坡发育多级朵体—水道—朵体沉积体系。坡脚逆冲带由于缺乏相对海平面变化的直接证据，低位体系域重力流演化阶段的划分主要受重力流供给量、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间因素的影响。

第五章　被动陆缘深水区成藏组合特征

深水重力流沉积单元的沉积构型和深水重力流沉积体系主控因素的研究为深水储层预测及储层评价提供了理论依据。深水层序格架及层序样式的建立有利于深水储盖评价。在前3章研究的基础上，本章对被动陆缘盆地的深水储层类型、深水储盖组合特征以及深水圈闭类型进行了探讨和研究。

第一节　深水储层类型

4种基本的重力流沉积单元中，块体搬运沉积一般不能作为储层，而水道砂、朵体席状砂和堤岸薄层砂岩则是主要深水储层单元。由于低地温梯度和欠压实超压等原因，深水储层具有良好的物性。墨西哥湾北部深水区60%的产量来自于朵体席状砂，大约25%的产量来自水道砂岩，15%来自堤岸席状砂（Kostenko等，2008）。安哥拉深水储量主要来自朵体席状砂，巴西深水储层主要是水道砂和朵体席状砂（Bouroullec和Tari，2007）。目前，尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带与南海北部白云凹陷发育的深水储层单元主要有3类：朵体席状砂、水道砂和堤岸薄层席状砂。

一、朵体席状砂

朵体席状砂是最优质的深水储层单元。重力流在限定性水道环境内侵蚀和沉积过路，在非限定性环境形成席状砂沉积。席状砂储层的几何形态最简单，侧向、垂向连续性好，分布范围广，粒度变化小，具有良好的物性。席状砂又可以分为复合席状砂和层状席状砂。复合席状砂由叠置砂岩层组成，几乎不含泥岩夹层，高砂地比。层状席状砂由砂岩层和泥岩夹层叠置而成，砂地比低。席状砂是尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带与南海北部白云凹陷深水油气勘探的最主要的储层类型（图4－3至图4－5）。研究区钻遇的储层单元主要有两类：复合席状砂和层状席状砂。复合席状砂厚度10～60m不等，泥岩夹层很少、高含砂率。层状席

状砂由席状砂和泥岩夹层组成，层状席状砂的厚度差异很大，单层席状砂一般小于10m。其中，N1井钻遇的朵体由复合席状砂和层状席状砂组成（图5-1）。两套复合席状砂厚度分别为27m、18m，孔隙度达32%，含砂率高达90%。上部地层由层状席状砂组成，累计厚度43m。席状砂与水道最大差别是具有较高的宽厚比。席状砂储层与圈闭一般匹配较好（图5-2）。储层的面积比圈闭面积大是席状砂储层与其他深水储层单元最大的区别。

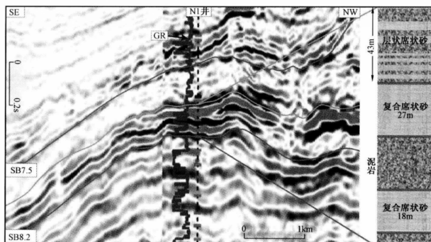


图5-1　尼日尔三角洲深水研究区8.2Ma席状砂

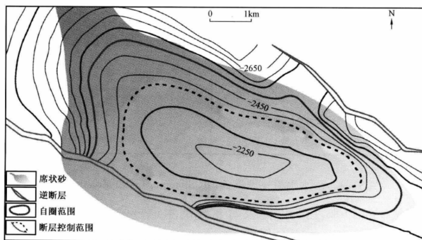


图5-2　尼日尔三角洲深水研究区构造圈闭与8.2Ma席状砂

受重力流的体积、颗粒大小、持续时间以及汇聚盆地的形状和规模的影响，席状砂的形状和规模变化很大（图3－3、图3－14）。席状砂面积几十平方千米到几百平方千米不等。白云深水区由于陆坡可容空间远大于重力流供给量，重力流基本不受限制，形成的席状砂面积较大。而尼日尔三角洲坡脚逆冲带发育的席状砂受控于微盆地的规模。尼日尔三角洲研究区钻遇的层状席状砂厚度一般小于5m，而复合席状砂厚度高达20m（图2－31）。

二、水道充填砂岩

深水水道作为重力流的通道和沉积场所，由于受重力流的岩性、持续时间、海平面变化以及陆坡地形的影响，深水水道的充填样式差异很大（图5－3）。水道由各种重力流沉积物所充填：浊积岩、碎屑岩及滑块。浊积岩和砂质碎屑岩充填的深水水道砂岩是深水油气勘探的重要储层单元之一。

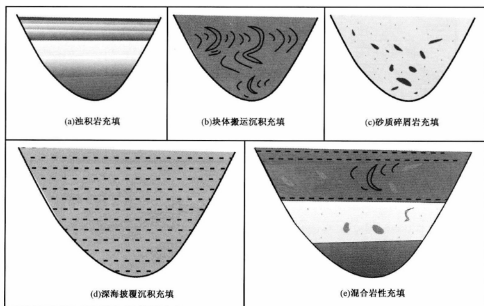


图5－3　深水水道充填模式（据 Shanmugam 和 Moiola，1985）

距今13.8Ma以来，白云凹陷发育富泥的水道—朵体沉积体系（图1－19b）。侵蚀水道形成于相对海平面低位期，大量的粗粒重力流侵蚀陆坡，将沉积物输送到坡内盆地。重力流对水道壁的侵蚀导致水道壁滑塌形成滑块。随着后期相对

海平面上升，水道又被深海披覆沉积所充填。侵蚀水道充填物（粗粒滞留沉积、块体搬运沉积、泥质充填）保留了沉积过路的标志（图2－13e）。这种混合岩性充填的侵蚀水道以泥质沉积为主。粗粒沉积物往往经侵蚀水道被搬运到水道末端形成朵状沉积。朵体内发育的席状砂可能是该地区油气勘探的主要储层。

尼日尔三角洲盆地沉积物供给充分，在相对海平面低位时期，陆架边缘形成大规模重力流。重力流侵蚀形成的水道被后期的重力流充填，形成砂质充填水道（图5－4a）。侵蚀水道内充填的浊积岩或砂质碎屑岩往往由厚层的复合水道砂组成，砂地比高，含少量泥岩夹层。

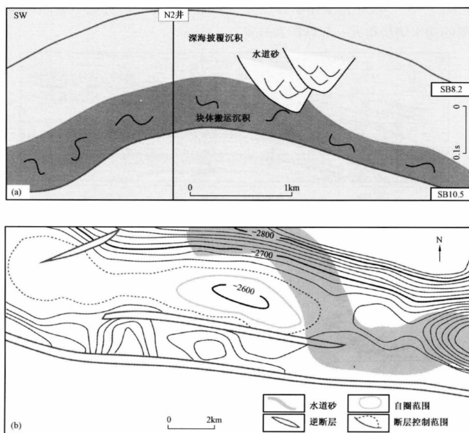


图5－4 尼日尔三角洲深水研究区N2井水道砂储层与圈闭

（a）过N2井地质剖面；（b）10.5Ma水道砂储层与构造圈闭综合图

三、堤岸薄层席状砂

近年来,深水油气勘探主要关注水道砂岩储层和朵体席状砂储层。大多数堤岸薄层席状砂由于在常规测井曲线上显示为泥岩层而被忽略掉(图5－5)。砂泥混合或富泥的深水沉积体系一般发育堤岸沉积(Richards 等,1998)。细粒重力流从水道溢出,在水道边缘侧向扩展形成楔形堤岸沉积。重力流溢出水道后,速度迅速减小,内堤岸比外堤岸沉积厚度大。楔状堤岸沉积主要由细砂、粉砂岩薄层席状砂组成。堤岸席状砂具有良好的物性(高孔隙度、高渗透率)。

尼日尔三角洲坡脚逆冲带和南海北部白云凹陷均发育堤岸沉积(图2－20、图2－21、图5－5)。堤岸薄层席状砂作为主要储层可能经济价值不足,但可以与其他类型的深水储层单元一起勘探和开发。

图5－5 尼日尔三角洲深水研究区7.5Ma堤岸沉积地震与测井特征

(a)过N1井的地震剖面;(b)N1井堤岸测井响应

第二节　深水储盖组合

深水沉积地层由反复出现的块体搬运沉积—朵体—水道—深海披覆沉积和朵体—水道—深海披覆沉积序列组成。这种沉积序列在地震和测井资料上均有明显的特征。深水层序二分体系域：低位体系域主要发育重力流沉积；海侵—高位体系域主要发育深海披覆沉积。低位体系域的重力流沉积往往由朵体席状砂和水道砂组成。朵体席状砂和水道砂是深水油气勘探的重要深水储层单元。海侵—高位体系域的深海披覆沉积往往均匀披覆整个海底，分布范围广，可以作为区域盖层。深水层序的二分体系域划分方案有利于储盖研究与评价。每套深水沉积序列构成一套储盖组合（图5－6）。一些层序底部发育的块体搬运沉积，尽管不能作为良好的储层，但可以作为下部储层的顶部或侧向盖层。

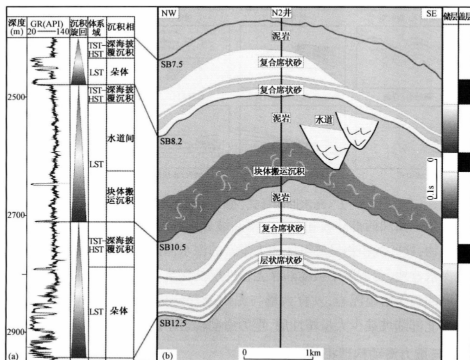


图5－6　尼日尔三角洲深水研究区层序划分与储盖组合评价

（a）N2井层序；（b）层序格架剖面

第三节　深水圈闭类型

深水区发育与断层作用、盐岩和页岩的变形以及收缩作用有关的多种类型的圈闭(图5－7)。2008年全球深水油气勘探的圈闭类型主要集中在构造圈闭、构造—岩性复合圈闭以及岩性圈闭，其中纯构造圈闭占44%，纯岩性圈闭占22%，构造—岩性复合圈闭占34%。

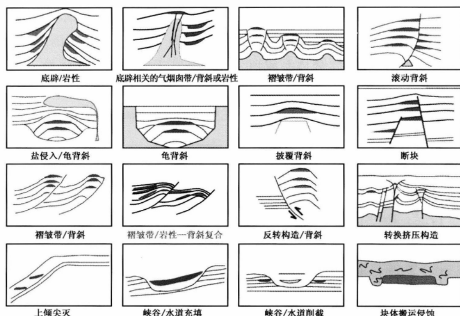


图5－7　深水圈闭样式(据Bouroullec和Tari,2007)

尼日尔三角洲西部陆坡和南海北部陆坡分别有尼日尔河水系、珠江水系输入大量的沉积物，这些沉积物最终可能成为丰富的深水储层。前者属于被动陆缘具有塑性层的深水盆地，后者属于被动陆缘无塑性层的深水盆地。尼日尔三角洲西部陆坡具有巨厚的阿卡塔组泥岩，发育大量与泥构造有关的构造圈闭、构造—岩性复合圈闭。南海北部陆坡缺少大量塑性层，重力滑动构造不发育，但岩性圈闭发育。

一、与重力滑动构造相关的圈闭

尼日尔三角洲西部陆坡发育巨厚的阿卡塔组泥岩。相对海平面下降，尼日尔三角洲向盆地方向进积。沉积在陆架边缘的大量粗粒碎屑物质导致泥岩收缩变

形，形成大量的泥底辟构造和重力滑动构造（图1－9）。深水沉积作用与持续的重力滑动作用，在微盆地边缘形成大量的生长地层（图5－8）。

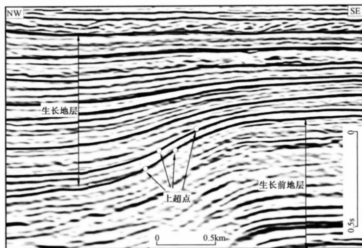


图5－8　尼日尔三角洲深水研究区与重力滑动构造相关的生长地层剖面（李磊等，2008b）

尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带的大多数圈闭类型与同沉积构造有关。重力滑动作用开始前形成的生长前地层，储层分布不受构造活动的影响，发育构造圈闭或构造—岩性复合圈闭（图5－9）。构造活动开始后，储层分布受古陆坡地形

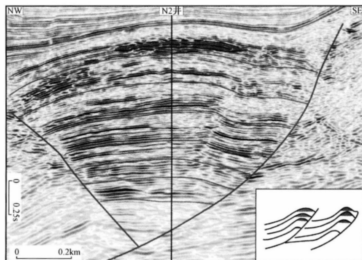


图5－9　尼日尔三角洲深水研究区与重力滑动构造相关的构造圈闭

的影响，分布范围有限，横向连续性比变形前的储层要差。生长地层内发育的储层单元一般超覆在构造翼部或向上倾方向尖灭，形成岩性圈闭或构造—岩性复合圈闭（图5－10）。

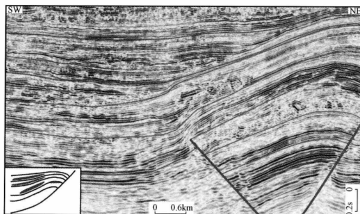


图5－10 尼日尔三角洲深水研究区与重力滑动构造相关的岩性圈闭及构造—岩性复合圈闭

二、与伸展断层相关的构造圈闭

南海北部白云凹陷21Ma以来广泛发育水道砂、朵体席状砂以及堤岸薄层席状砂深水储层单元。起封堵作用的断层与上倾的储层和盖层一起封闭流体，形成构造圈闭（图5－11）。

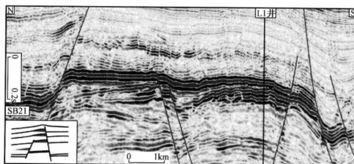


图5－11 白云凹陷发育的构造圈闭

三、与水道充填相关的圈闭

低位体系域发育的浊积岩或砂质碎屑岩充填的水道是深水油气勘探重要的

储层单元之一。水道砂岩往往被周围、顶底的非渗透泥岩封闭而形成岩性圈闭（图5－12）。

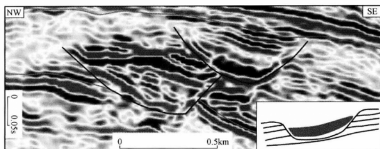


图5－12　尼日尔三角洲深水研究区水道充填岩性圈闭

物源供给充分、重力流持续时间长，发育的水道往往为砂质充填水道；物源供给不充分、重力流持续时间短，发育泥质充填水道。因此，将深水水道作为勘探目标，水道充填沉积物的岩性预测十分重要。

四、与堤岸沉积相关的圈闭

堤岸沉积由薄层席状砂组成。由内堤岸向外堤岸，席状砂粒度逐渐变细，堤岸远端沉积逐渐过渡为泥质沉积。内堤岸靠水道一侧被水道充填的泥岩所封闭形成岩性圈闭（图5－13）。如果单独对堤岸薄层席状砂所形成的岩性圈闭进行勘探，其经济价值可能不足，但可以与其他类型的深水圈闭一起勘探。

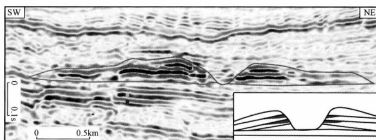


图5－13　白云凹陷堤岸薄层席状砂相关的岩性圈闭

五、与气烟囱相关的圈闭

白云凹陷具有气烟囱现象，深部天然气沿气烟囱带的垂向输导在气烟囱两翼

或顶部储层聚集成藏。围绕气烟囱带往往发育岩性上倾尖灭或构造—岩性复合圈闭(图5－14)。天然气充注导致气烟囱带速度下降,地震同相轴出现下拉现象,气烟囱两翼和顶部地层往往具有亮点显示。

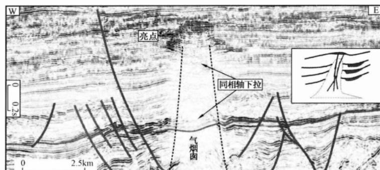


图5－14　白云凹陷与气烟囱相关的圈闭

六、与块体搬运沉积相关的圈闭

块体搬运沉积对下伏地层的侵蚀形成了大量的残余地层,这些残余地层或许包含较老浊流沉积物(水道、堤岸、朵体)。尽管块体搬运沉积本身不能作为有效的储层,但可以作为残余地层的侧向和顶部盖层,形成岩性圈闭(图5－15)。

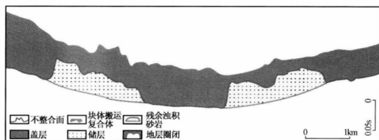


图5－15　与块体搬运沉积相关的岩性圈闭模式(李磊等,2010a)

围绕块体搬运沉积所形成的岩性圈闭有可能成为重要的深水岩性圈闭类型。尽管这种潜在的圈闭类型目前尚未被深水油气勘探实例所证实,但随着深水油气勘探程度的提高,这种岩性圈闭有可能成为重要的油气勘探目标。

第四节　小　　结

朵体席状砂、水道砂岩、堤岸(溢岸)薄层席状砂3类储层单元是深水油气勘探和开发的主要储层单元。目前深水油气勘探和开发主要围绕朵体席状砂储层和水道砂岩储层。随着深水油气勘探和开发程度的提高,堤岸(溢岸)薄层席状砂储层有可能成为深水油气勘探的重要储层单元。低位体系域重力流形成的浊积砂岩储层、砂质碎屑岩储层与海侵—高位体系域广泛分布的深海泥岩盖层之间构成良好的储盖组合。被动陆缘盆地存在大量的深水圈闭类型。目前深水油气勘探和开发的主要圈闭类型是构造和构造—岩性复合圈闭,但岩性圈闭占深水油气勘探和开发的比重越来越大。块体搬运沉积相关的岩性圈闭和堤岸薄层席状砂相关的岩性圈闭在深水区广泛存在,这两类岩性圈闭可能成为今后深水圈闭勘探的重要类型。尼日尔三角洲西部陆坡具有巨厚的塑性泥岩层,陆坡区发育大量泥底辟构造圈闭、重力滑动构造圈闭以及构造—岩性复合圈闭。南海北部白云凹陷缺少塑性层,构造圈闭相对较少,但白云凹陷21Ma以来发育多套广泛分布的朵体具有形成大型岩性圈闭或构造—岩性复合圈闭的条件。

第六章 结　论

本书利用尼日尔三角洲盆地和珠江口盆地深水研究区近海底高分辨率三维地震资料及钻测井资料，开展深水沉积盆地海底地形、沉积体系及其成因方面的地震地貌学研究。重点开展深水沉积单元的识别和沉积构型研究、不同陆坡地形条件下深水重力流沉积过程及主控因素研究，并对深水沉积盆地等时格架的建立以及深水沉积盆地成藏组合特征进行了初步探讨，主要取得以下5点认识。

(1)尽管尼日尔三角洲盆地和珠江口盆地深水陆坡区所发育的重力流沉积体系差异较大，但基本沉积单元是相同的，均由块体搬运沉积、水道、水道堤岸复合体和朵体组成。基于三维地震资料、钻井资料、区域地质资料以及地震正演模拟，系统地总结了4类深水重力流沉积单元的沉积构型。

滑块、滑塌、碎屑流、块体搬运复合体等组成的块体搬运沉积是深水地层的主要组成部分，在地震剖面上往往呈斑点状杂乱反射特征。块体搬运沉积对下伏地层具有明显的侵蚀作用，底部往往具有线性擦痕。块体搬运沉积由于内部变形作用，发育叠瓦逆冲构造，其表面地形往往起伏不平。块体搬运沉积与深水水道、朵体以及深海披覆沉积一起组成深水沉积序列，块体搬运沉积往往位于沉积序列的底部。

深水水道是重力流搬运粗粒沉积物的通道和沉积场所，在地震剖面上呈“V”形或“U”形特征。水道充填沉积物的岩性变化很大，可以是泥质充填也可以是砂质充填。水道充填沉积物的岩性主要取决于物源性质、供给丰富程度、重力流持续时间以及海平面变化，可以根据水道的宽深比、弯曲度、稳定性来判别水道富砂或富泥程度。水道演化主要经历侧向迁移、垂向加积和消亡3个阶段。侧向迁移期的水道以侵蚀为主，弯曲度较大。垂向加积阶段的水道发生侵蚀和沉积，弯曲度相对较小。

水道堤岸复合体一般发育在侵蚀水道下方地形坡度相对较小的区域，在地震剖面上往往具有海鸥翼状反射特征。多期重力流溢岸沉积在水道边缘形成楔状堤岸，主要由薄层席状砂组成。堤岸脊将堤岸分为内堤岸和外堤岸两部分。由内

堤岸向外堤岸沉积物粒度逐渐变细,外堤岸逐渐过渡为泥质沉积。

朵体是重力流在水道末端形成的朵状沉积体,在地震剖面上一般表现为强振幅平行反射,平面上呈朵状特征。朵体由复合席状砂和互层席状砂组成。

由于研究目标区——尼日尔三角洲西部深水区与白云深水区勘探程度低、钻测井资料少,仅基于的高分辨率三维地震资料对被动陆缘深水重力流沉积单元和沉积体系开展了初步研究,而未能对不同重力流沉积单元的形成过程中流体的性质及其过程进行识别和分类。顺陆坡方向,不同流态重力流之间的转化和控制因素是深水沉积研究的热点和难点。在岩心和露头资料丰富的地区,应进一步加强不同沉积单元内部结构、演化及成因的研究。

(2)重力流供给量、持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面以及可容空间的差异导致白云凹陷和尼日尔三角洲西部深水区第四系陆坡沉积体系的差异,前者发育滑塌—侵蚀水道—朵体沉积体系,后者发育多级朵体—水道—朵体沉积体系。白云凹陷上陆坡的坡度大于陆坡均衡面的坡度,主要以滑塌和侵蚀作用为主,发育大量的侵蚀水道。坡内盆地位于陆坡均衡面之下,陆坡可容空间远远大于重力流供给体积,发育朵体。

尼日尔三角洲西部坡脚逆冲带第四系陆坡受微盆地地形、陆坡均衡面、可容空间(池状可容空间和陆坡愈合可容空间)、重力流供给量以及持续时间的影响,发育多级朵体—水道—朵体沉积体系。

不同地区或同一地区不同时代的地层所发育的深水沉积体系千差万别,但组成这些深水沉积体系的基本要素(沉积单元)却是相同的。深水沉积体系的差异主要体现在这些基本要素(沉积单元)的组合关系上。深水沉积体系基本要素如何组合问题也就是深水沉积体系的控制因素问题。深水沉积研究除了对深水沉积单元进行识别和表征之外,还应该加强沉积体系的控制因素研究,而不是简单的套用某种扇模式。

(3)深水层序具有二分体系域特征:低位体系域主要发育重力流沉积;海侵—高位体系域重力流活动相对较弱,主要发育深海披覆沉积。建立了块体搬运沉积—朵体—水道—深海披覆沉积和朵体—水道—深海披覆沉积两种深水层序沉积样式。

(4)综合考虑重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空

间、相对海平面升降因素，建立了单一坡内盆地沉积层序模式和多个微盆地沉积层序模式。

白云凹陷第四系陆坡的层序演化分为 4 个阶段：低位体系域早期发育滑块、侵蚀水道、朵状的块体搬运复合体；低位体系域中期发育侵蚀水道、加积浊积朵体；低位体系域晚期发育侵蚀水道、退积浊积朵体；海侵—高位体系域主要发育深海披覆沉积。

尼日尔三角洲坡脚逆冲带多个微盆地之间发育多级朵体—水道—朵体沉积体系，深水沉积演化较复杂，除了受重力流供给量、重力流持续时间、陆坡地形、陆坡均衡面、可容空间这些影响因素以外，还受微盆地数量的影响。

(5)朵体席状砂、水道砂岩是深水油气勘探与开发的主要深水储层单元。堤岸(溢岸)薄层席状砂将来可能成为深水油气勘探的重要深水储层单元之一。低位体系域发育的朵体席状砂、水道砂岩以及堤岸薄层席状砂提供了良好的储层。海侵—高位体系域广泛分布的深海披覆沉积提供了区域盖层。被动陆缘深水区圈闭类型丰富，发育大量的构造圈闭、构造—岩性复合圈闭以及岩性圈闭。

如果单独对堤岸薄层席状砂所形成的岩性圈闭进行勘探，其经济价值可能不足，但可以与其他类型的深水圈闭一起勘探。围绕块体搬运沉积体系所形成的岩性圈闭有可能成为重要的深水岩性圈闭类型。尽管这种潜在的圈闭类型目前尚未被深水油气勘探实例所证实，但随着深水油气勘探程度的提高，这种岩性圈闭有可能成为重要的油气勘探目标。目前深水油气勘探和开发的主要圈闭类型是构造和构造—岩性复合圈闭，但岩性圈闭占深水油气勘探和开发的比重越来越大。块体搬运沉积相关的岩性圈闭和堤岸薄层席状砂相关的岩性圈闭在深水沉积地层广泛存在，这两类岩性圈闭可能成为今后深水圈闭勘探的重要类型。

参考文献

蒋恕,王华,Weimer P. 深水沉积层序特点及构成要素．地球科学——中国地质大学学报,2008,33(6):828－833.

李前裕,郑洪波,钟广法等．南海晚渐新世滑塌沉积指示的地质构造事件．地球科学,2005,30(1):19－24.

李磊,李彬,王英民. 深水朵体沉积构型及其油气勘探意义. 山东科技大学学报, 2012a, 31(4): 37－43.

李磊,李彬,王英民,等．块体搬运沉积体系沉积构型研究:以珠江口盆地和尼日尔三角洲盆地为例．中南大学学报,2013,44(待刊).

李磊,王英民. 被动陆缘深水重力流沉积单元及沉积体系——以尼日尔三角洲和白云凹陷深水区为例.《地质论评》,2012b,58(5): 846－853.

李磊,王英民,黄志超,等．尼日尔三角洲深水区层序地层与地震相研究．沉积学报,2008a,26(3):407－416.

李磊,王英民,张莲美,等．尼日尔三角洲坡脚逆冲带构造样式及构造控制．地球科学——中国地质大学学报,2008b,33(5):643－650.

李磊,王英民,徐强,等.南海北部白云凹陷21Ma深水重力流沉积体系. 石油学报, 2012c, 33(5): 798－806.

李磊,王英民,张莲美,等．块体搬运复合体的识别、演化及其油气勘探意义．沉积学报,2010a,28(1):76－82.

李磊,王英民,张莲美,等．南海北部白云深水区水道—朵体沉积序列及演化．海洋地质与第四纪地质,2009,29(4):71－76.

李磊,王英民,张莲美,等．尼日尔三角洲下陆坡限定性重力流沉积过程及响应．中国科学——地球科学,2010b,40(11):1591－1597.

李忠．"从最高到最深"——从第17届国际沉积学大会看沉积学研究前沿．沉积学报,2006,24(6):928－933.

庞雄,陈长民,彭大钧,等．南海珠江深水扇系统的层序地层学研究．地学前缘,2007,14(1):220－229.

庞雄,陈长民,朱明,等．深水沉积研究前缘问题．地质论评,2007,53(1):36－43.

彭大钧,陈长民,庞雄,等．南海珠江口盆地深水扇系统的发现．石油学报,2004,25(5):17－23.

彭大钧,庞雄,陈长民,等. 从浅水陆架走向深水陆坡——南海深水扇系统的研究. 沉积学报,2005,23(1):1-11.

彭大钧,庞雄,陈长民,等. 南海深水扇系统的形成特征与控制因素. 沉积学报,2006,24(1):10-18.

孙珍,庞雄,钟志洪,等. 珠江口盆地白云凹陷新生代构造演化动力学. 地学前缘,2005,12(4):489-498.

庞雄,陈长民,邵磊,等. 白云运动:南海北部渐新统—中新统重大地质事件及其意义. 地质论评,2007,53(2):145-150.

庞雄,陈长民,彭大钧,等. 南海珠江深水扇系统及油气. 北京:科学出版社,2007,86-90.

邵磊,李献华,韦刚健,等. 南海陆坡高速堆积体的物质来源. 中国科学(D辑),2001,31(10):828-833.

邵磊,李学杰,耿建华,等. 南海北部深水底流沉积作用. 中国科学(D辑),2007,37(6):771-777.

王海荣,王英民,邱燕,等. 深水环境多级地貌坡折控制下的重力流动力学的演变. 地质学报,2009,83(6):812-819.

钟广法,李前裕,郝沪军,等. 深水沉积物波及其在南海研究之现状. 地球科学进展,2007,22(9):907-913.

Abreu V, Sullivan M, Pirmez C et al. Lateral accretion packages (LAPs): An important reservoir element in deep water sinuous channels. Marine and Petroleum Geology, 2003, 20(6-8): 631-648.

Adeogba A A, McHargue T R, Graham S A. Transient fan architecture and depositional controls from near-surface 3-D seismic data, Niger Delta continental slope. AAPG Bulletin, 2005, 89(5): 627-643.

Al-Siyabi H A. Sedimentology and stratigraphy of the Early Pennsylvanian Upper Jackfork interval in the Caddo Valley Quadrangle, Clark and Hot Springs Counties, Arkansas: [dissertation]. Colorado: Colorado School of Mines, 1998.

Armitage D A, Romans B W, Covault J A et al. The influence of mass transport deposit surface topography on the evolution of turbidite architecture: the Sierra Contreras, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. Journal of Sedimentary Research, 2009, 79(5): 287-301.

Armitage D A, Stright L. Modeling and interpreting the seismic reflection expression of sandstone in an ancient mass transport deposit dominated deepwater slope environment. Marine and Petroleum

Geology,2010,27(1):1 –12.

Bouma A H. Coarse – grained and fine – grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. Marine and Petroleum Geology,2000,17(2):137 –143.

Bouma A H. Key controls on the characteristics of turbidite systems//Lomas S A, Joseph P, ed. Confined turbidite systems. London:The Geological Society,2004:9 –22.

Bouroullec R,Tari G. Petroleum Traps in Deepwater Settings//Weimer P,Slatt R M,ed. Introduction to the Petroleum Geology of Deepwater Settings. Tulsa:AAPG and Datapages,2007:419 –456.

Bruhn C H L. Major types of deepwater reservoirs from the eastern Brazilian rift and passive margin basins. AAPG Bulletin,1998,82(10):1896 –1897.

Calassou S, Moretti L. Sedimentary flattening and multi – extensional deformation along the West African margin. Marine and Petroleum Geology,2003,20(1):71 –82.

Catuneanu O, Abreu V, Bhattacharya J P et al. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth – science reviews,2009,92(1 –2):1 –33.

Chapin M A, Davies P, Gibson J L et al. Reservoir architecture of turbidite sheet sandstones in laterally extensive outcrops, Ross formation, western Ireland//Weimer P, Bouma A H, Perkins B F, ed. Submarine fans and turbidite systems. Houston:SEPM,1994:53 –68.

Chapin M, Swinburn P, Weiden R V D et al. Integrated seismic and subsurface characterization of Bonga field, offshore Nigeria. The Leading Edge,2002,21(11):1125 –1131.

Clark J D, Pickering, K T, ed. Submarine channels Processes and Architecture. London: Vallis Press, 1996:3 –12.

Corredor F, Shaw J H, Bilotti F. Structural styles in the deepwater fold – and – thrust belts of the Niger Delta. AAPG Bulletin,2005,89(6):753 –780.

Covault J A, Romans B W. Growth patterns of deep – sea fans revisited:Turbidite – system morphology in confined basins, examples from the California Borderland. Marine Geology, 2009, 265 (1 –2):51 –66.

Cronin B, Owen D, Hartley A et al. Slumps, debris flows and sandy deepwater channel systems: Implications for the application of sequence stratigraphy to deepwater clastic sediments. Journal of the Geological Society,1998,155(3):429 –432.

Dam G, Sonderholm M. Lowstand slope channels of the Itilli succession (Maastrichtian – lower Paleocene), Nuussuaq, west Greenland. Sedimentary Geology,1994,94(2):49 –71.

Dasgupta P. Sediment gravity flow: the conceptual problems. Earthe – Science Reviews, 2003, 62

(3 –4):265 –281.

Deptuck M E, Steffens G S, Barton M et al. Architecture and evolution of upper fan channel belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. Marine and Petroleum Geology, 2003, 20(6 – 8): 649 –676.

Diaconescu C C, Kieckhefer R M, Knapp J H. Geophysical evidence for gas hydrates in the deep water of the South Caspian Basin, Azerbaijan. Marine and Petroleum Geology, 2001, 18 (2): 209 –221.

Doust H, Omatsola E. Niger Delta//Edwards J D, Santogrossi P A, ed. Divergent/Passive margins basins. Tulsa: AAPG and Datapages, 1990: 201 – 238.

Drinkwater N J, Pickering K T. Architectural elements in a high – continuity sand – prone turbidite system, late Precambrian Kongsfjord Formation, northern Norway: application to hydrocarbon reservoir characterization. AAPG Bulletin, 2001, 85(10): 1731 – 1757.

Droz L, Marsset T, Ondreas H et al. Architecture of an active mud – rich turbidite system: the Zaire fan (Congo – Angola margin southeast Atlantic): results from ZaiAngo 1 and 2 Cruises. AAPG Bulletin, 2003, 87(7): 1145 –1168.

Elliott T. Megaflute erosion surfaces and the initiation of turbidite channels. Geology, 2000, 28(1): 119 –122.

Fonnesu F. 3 – D seismic images of a low – sinuosity slope channel and related depositional lobe (west Africa deep offshore). Marine and Petroleum Geology, 2003, 20(3): 615 –629.

Galloway W E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. AAPG Bulletin, 1989, 73(2): 125 – 142.

Galloway W E. Siliciclastic slope and base – of – slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification. AAPG Bulletin, 1998, 82(4): 569 –595.

Garziglia S. Mass – transport deposits on the Rosetta province (NW Nile deep – sea turbidite system, Egyptian margin): Characteristics, distribution, and potential causal processes. Marine Geology, 2008, 250(3 –4): 180 – 198.

Gervais A, Savoye B, Mulder T et al. Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data. Marine and Petroleum Geology, 2006, 23(4): 485 –502.

Haughton P D W, Barker S P, McCaffrey W D. Linked debrites in sand – rich turbidite systems – origin and significance. Sedimentology, 2003, 50(3): 459 –482.

Hampton M A. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. Journal Sedimen-

tary Petrology,1972,42(4):775 -793.

Hampton M A,Lee H J,Locat J. Submarine landslides. Review of Geophysics,1996,35(1):33 -59.

Heinio P,Davies R J. Knickpoint migration in submarine channels in response to fold growth,western Niger Delta. Marine and Petroleum Geology,2007,24(6 -9):434 -449.

Hesthammer J,Fossen H. Evolution of geometries of gravitational collapse structures with examples from Statfjord field,northern North Sea. Marine and Petroleum Geology,1999,16(3):259 -281.

Imran J, Islam M A, Huang H Q et al. Helical flow couplets in submarine gravity underflows. Geology,2007,35(5):659 -662.

Jackson C A L,Barber G P,Martinsen O G. Submarine slope morphology as a control on the development of sand - rich turbidite depositional systems:3D seismic analysis of the Kyrre Fm (Upper Cretaceous), Maloy slope, offshore Norway. Marine and Petroleum Geology, 2008, 25 (8): 663 -680.

Jeanette D T,Wawrzyniec R,Fouad D et al. Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico. AAPG Bulletin, 2003, 87(10):1599 -1622.

Kane I A,Mccaffrey W D,Peakall J et al. Submarine channel levee shape and sediment waves from physical experiments. Sedimentary geology,2010,223(1 -2):75 -85.

Keevil G M,Peakall J,Best J L. The influence of scale,slope and channel geometry on the flow dynamics of submarine channels. Marine and Petroleum Geology,2007,24(6 -9):487 -503.

Kneller B. Beyond the turbidite paradigm:physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction//Hartley A J,Prosser D J,ed. Characterization of deep - marine clastic systems. London:The Geological Society,1995:31 -49.

Kneller B,Bennett S J,McCaffrey W D. Velocity and turbulence structure of density currents and internal slolitary waves:potential sediment transport and the formation of wave ripples in deep water. Sedimentary Geology,1997,112(3 -4):235 -250.

Kneller B,Branney M J. Sustained high density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. Sedimentology,1995,42(1):29 -46.

Kneller B,Buckee C. The structure and fluid mechanics of turbidity currents:a review of some recent studies and their geological applications. Sedimentology,2000,47(S1):62 -94.

Kneller B,McCaffrey W D. Depositional effect of flow non - uniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection and facies variation. Journal

Sedimentary Research,1999,69(5):980 -991.

Kolla V,Bourges P,Urrity J M et al. Evolution of deepwater Tertiary sinuous channels offshore,Angola (West Africa) and implications to reservoir architecture. AAPG Bulletin, 2001, 85 (8): 1373 -1405.

Kostenko O V, Naruk S J, Hack W et al. Structural evaluation of column - height controls at a toe - thrust discovery,deepwater Niger Delta. AAPG Bulletin,2008,92(12):1615 -1638.

Li Lei,WANG Yingmin,XU Qiang,et al. Seismic geomorphology and main controls of deep - water gravity flow sedimentary process on the slope of the northern South China Sea. Science China Earth Science,2012,55(5):747 -757.

Lin C S,Yang H J,Liu J Y et al. Paleostructural geomorphology of the Paleozoic central uplift belt and its constraint on the development of depositional facies in the Tarim Basin. Sci China Ser D - Earth Sci,2009,52(6):823 -834.

Lomas S A, Joseph P. Confined turbidite systems//Lomas S A, Joseph P, ed. Confined turbidite systems. London:The Geological Society,2004:1 -7.

Lowe D R. Sediment gravity flows;II,Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology,1982,52(1):279 -297.

Mahaffie M J. Reservoir classification for turbidite intervals at the Mars discovery,Mississippi Canyon 807,Gulf of Mexico//Weimer P,Bouma A H,Perkins B F,ed. Submarine fans and turbidite systems. Houston:SEPM,1994:233 -244.

Mallarino G,Beaubouef R,Droxler W et al. Sea level influence on the nature and timing of a minibasin sedimentary fill(northwestern slope of the Gulf of Mexico). AAPG Bulletin,2006,90(7):1089 -1119.

Marr J,Harff P,Shanmugam G et al. Experiments on subaqueous sandy debris flows:the role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures. Geological Society America Bulletin,2001,113(11):1377 -1386.

Maslin M,Mikkelsen N,Vilela C et al. Sea - level - and gas - hydrate - controlled catastrophic sediment failures of the Amazon fan. Geology,1998,26(12):1107 -1110.

Maslin M,Owen M,Day S et al. Linking continental slope failures and climate change:Testing the clathrate gun hypothesis. Geology,2004,32(1):53 -56.

Masson D G,Van Niel B,Weaver P P E. Flow processes and sediment deformation in the Canary debris flow on the NW African continental rise. Sedimentary Geology, 1997, 110 (3 -

4):163 - 179

Mayall M, Jones E, Casey M. Turbidite channel reservoirs: Key elements in facies prediction and effective development. Marine and Petroleum Geology, 2006, 23(8):821 - 841.

McDonnell A, Loucks R G, Galloway W E. Paleocene to Eocene deepwater slope canyons, western Gulf of Mexico: Further insights for the provenance of deepwater offshore Wilcox Group plays. AAPG Bulletin, 2008, 92(9):1169 - 1189.

Miall A D. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Research, 1991, 61(4):497 - 505.

Middleton G V, Hampton M A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition// Middleton G V, Bouma A H, ed. Turbidites and deepwater sedimentation. Los Angeles: Pacific Section SEPM publication, 1973:1 - 38.

Migeon S, Savoye B, Babonneau N et al. Processes of sediment - wave construction along the present Zaire deep - sea meandering channel: role of meanders and flow stripping. Journal of Sedimentary Research, 2004, 74(4):580 - 598.

Mitchum R M. Seismic stratigraphic recognition criteria for submarine fans. Gulf Coast Section - SEPM Foundation 5th Annual Research Conference, Austin, 1984:63 - 85.

Mitchum R M. Seismic stratigraphic recognition of submarine fans//Berg O R, Woolverton D G, ed. Seismic stratigraphy II. Tulsa: AAPG and Datapages, 1985:117 - 136.

Mohrig D, Buttles J. Deep turbidity currents in shallow channels. Geology, 2007, 35(2):155 - 158.

Morton R A. Attributes and origins of ancient submarine slides and filled embayments: example from the Gulf Coast basin. AAPG Bulletin, 1993, 77(6):1064 - 1081.

Mohrig D, Marr J G. Constraining the efficiency of turbidity - current generation from submarine debris flows and slides using laboratory experiments. Marine and Petroleum Geology, 2003, 20 (6 - 8):883 - 899.

Mohrig D, Whipple K X, Hondzo M et al. Hydroplaning of subaqueous debris flows. Geological Society America Bulletin, 1998, 110(3):387 - 394.

Moscardelli L, Wood L, Mann P. Mass - transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. AAPG Bulletin, 2006, 90(7):1059 - 1088.

Mulder T, Migeon S, Savoye B et al. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. Geology, 2001, 29(11):1011 - 1014.

Mulder T, Syvitski J P M. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges

to the world oceans. Journal of Geology,1995,103(3):285 –299.

Mulder T,Syvitski J P M,Migeon S et al. Marine hyperphycnal flows;initiation,behavior and related deposits;a review. Marine and Petroleum Geology,2003,20(6 –8):861 –882.

Muntingh A,Brown L F,Jr. Sequence stratigraphy of petroleum plays,post – rift Cretaceous rocks (lower Aptian to upper Maestrichtian),Orange Basin,western offshore,South Africa// Weimer P, Posamentier H W, ed. Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. Tulsa:AAPG and Datapages,1993:71 –98.

Mutti E. Turbidite systems and their relation to depositional sequences//Zuffa G G,ed. Provenance of arenites. Boston:Reidel and Dordercht,1985:65 –93.

Mutti E,Normark W R. An integrated approach to the study of turbidite systems//Weimer P,Link M H,ed. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. New York:Springer – Verlag,1991:75 –106.

Mutti E,Normark W R. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems:Problems and concepts//Legget J K,Zuffa G G,ed. Marine Clastic Sedimentology. London:Graham and Trotman,1987:1 –38.

Navarre J C,Claude D,Librelle E et al. Deepwater turbidite analysis,west Africa:Sedimentary model and implications for reservoir model construction. The Leading Edge,2002,21(11):1132 –1139.

Normark W R. Growth patterns of deep – sea fans. AAPG Bulletin,1970,54(11):2170 –7195.

Peakall J,McCaffrey W D,Kneller B. A process model for the evolution,morphology and architecture of sinuous submarine channels. Journal of Sedimentary Research,2000,70(3):434 –448.

Pickering K T,Corregidor J. Mass – transport complexes (MTCs) and tectonic control on basinfloor submarine fans,middle Eocene,south Spanish Pyrenees. Journal of Sedimentary Research,2005, 75(5):761 –783.

Pickering K T,Hiscott R N. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation,Quebec,Canada:an alternative to the antidune hypothesis. Sedimentology, 1985,32(3):373 –394.

Pickering K T,Stow D A V,Watson M P et al. Deepwater facies,processes and models:a review and classification scheme for modern and ancient sediments. Earth – Science reviews,1986,23(2): 75 –174.

Piper D J W,Normark W R. Turbidite depositional patterns and flow characteristics,Navy submarine fan,California Borderland. Sedimentology,1983,30(5):681 –694.

Posamentier H W. Depositional elements associated with a basin floor channel – levee system: case study from the Gulf of Mexico. Marine and Petroleum Geology,2003,20(6 –8):677 –690.

Posamentier H W,Erskine R D,Mitchum R M et al. Models for submarine fan deposition within a sequence stratigraphic framework//Weimer P,and Link M H,ed. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. New York:Springer – Verlag,1991:127 – 136.

Posamentier H W,Kolla V. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. Journal of Sedimentary Research,2003,73(3):367 –388.

Postma G,Nemec W,Kleinspehn K L. Large floating clasts in turbidites:a mechanism for their emplacement. Sedimentary Geology,1988,58(1):47 –61.

Prather B E,Booth J R,Steffens G S et al. Classification,lithologic calibration,and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins,deepwater Gulf of Mexico. AAPG Bulletin,1998,82(5A):701 –728.

Prather B E. Calibration and visualization of depositional process models for above – grade slopes:a case study from the Gulf of Mexico. Marine and Petroleum Geology,2000,17(5):619 –638.

Prather B E. Controls on reservoir distribution,architecture and stratigraphic trapping in slope settings. Marine and Petroleum Geology,2003,20(6 –8):527 –543.

Pratson L F,Imran J,Parker G et al. Debris flows vs. turbidity currents:a modeling comparison of their dynamics and deposits//Bouma A H,Stone C G,ed. Fine – grained turbidite systems. Tulsa: AAPG and SEPM,2000:57 –72.

Pritchard D,Gladstone C. Reversing buoyancy in turbidity currents:developing ahypothesis for flow transformation and for deposit facies and architecture. Marine and Petroleum Geology,2009,26(10):1997 –2010.

Pyles D R. Multiscale stratigraphic analysis of a structurally confined submarine fan:carboniferous Ross sandstone,Ireland. AAPG Bulletin,2008,92(5):557 –587.

Pyrkin Y G,Samolyubov B I,Galkin S V et al. The energy structure of a turbidity flow. Oceanology,1984,23(5):631 –634.

Ragagnin G M, Moraes M A S. Seismic geomorphology and connectivity of deepwater reservoirs. Society of Petroleum Engineers Reservoir Evaluation and Engineering, 2008, 11(4): 686 –695.

Reading H G,Richards M. Turbidite systems in deepwater basin margins classified by grain size and feeder system. AAPG Bulletin,1994,78(5):792 –822.

Remacha E, Fernandez L P. High – resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South – Central Pyrenees, Spain). Marine and Petroleum Geology, 2003, 20(6 – 8): 711 – 726.

Richards M, Bowman M, Reading H. Submarine – fan systems I: characterization and stratigraphic prediction. Marine and Petroleum Geology, 1998, 15(7): 687 – 717.

Richards M, Bowman M. Submarine fans and related depositional systems II: variability in reservoir architecture and wireline log character. Marine and Petroleum Geology, 1998, 15(8): 821 – 839.

Ross W C, Halliwell B A, May J A et al. Slope readjustment: a new model for the development of submarine fans and aprons. Geology, 1994, 22(6): 511 – 514.

Rowan M G, Peel F J, Vendeville B C. Gravity – driven fold belts on passive margins//McClay K R, ed. Thrust tectonics and hydrocarbon systems. Tulsa: AAPG and Datapages, 2004: 157 – 182.

Saller A H, Noah JT, Ruzuar A P et al. Linked lowstand delta to basin – floor deposition, offshore Indonesia: An analog for deepwater systems. AAPG Bulletin, 2004, 88(1): 21 – 46.

Saller A H, Werner K, Sugiaman F et al. Characteristics of Pleistocene deepwater fan lobes and their application to an upper Miocene reservoir model, offshore East Kalimantan, Indonesia. AAPG Bulletin, 2008, 92(7): 919 – 949.

Sawyer D E, Flemings P B, Shipp R C et al. Seismic geomorphology, lithology, and evolution of the late Pleistocene Mars – Ursa turbidite region, Mississippi canyon area, northern gulf of Mexico. AAPG Bulletin, 2007, 91(2): 215 – 234.

Shanmugam G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): Deepwater processes and facies models: A critical perspective. Marine and Petroleum Geology, 2000, 17(2): 285 – 342.

Shanmugam G. Deep – marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. Marine and Petroleum Geology, 2003, 20(5): 471 – 491.

Shanmugam G. High – density turbidity currents; are they sandy debris flows? Journal of Sedimentary Research, 1996, 66(1): 2 – 10.

Shanmugam G. Ten turbidite myths. Earth Science Reviews, 2002, 58(3 – 4): 311 – 341.

Shanmugam G, Moiola R J. Submarine fan models: problems and solutions//Bouma A H, Barnes N E, Normark W R, ed. Submarine fans and related turbidite systems. New York: Springer – Verlag, 1985: 29 – 34.

Shanmugam G, Shrivastava S K, Das B. Sandy debrites and tidalites of Pliocene reservoir sands in upper – slope canyon environments, offshore Krishna – Godavari basin (India): implica-

tions. Journal of Sedimentary Research, 2009, 79(9): 736 – 756.

Shannon P M, Stoke M S, Praeg D et al. Sequence stratigraphic analysis in deepwater, underfilled NW European passive margin basins. Marine and Petroleum Geology, 2005, 22(9 – 10): 1185 – 1200.

Simpson J E. Mixing at the front of a gravity current. Acta Mechanica, 1986, 63(1 – 4): 245 – 253.

Smith R. Silled sub – basins to connected tortuous corridors: Sediment distribution systems on topographically complex sub – aqueous slopes//Lomas S A, Joseph P, ed. Confined turbidite systems. London: The Geological Society, 2004: 23 – 43.

Steffens G S, Biegert E K, Sumner H S et al. Quantitative bathymetric analyses of selected deepwater siliciclastic margins: receiving basin configurations for deepwater fan systems. Marine and Petroleum Geology, 2003, 20(6 – 8): 547 – 561.

Stow D A V, Mayall M. Deepwater sedimentary systems: new models for the 21st century. Marine and Petroleum Geology, 2000, 17(2): 125 – 135.

Strozyk F, Huhn K, Strasser M et al. New evidence for massive gravitational mass – transport deposits in the southern Cretan sea, eastern Mediterranean. Marine Geology, 2009, 263(1 – 4): 97 – 107.

Sun Q L, Wu S G, Ludmann T, et al. Geophysical evidence for cyclic sediment deposition on the southern slope of Qiongdongnan Basin, South China Sea[J]. Marine geophysical research, 2011, 32(3): 415 – 428.

Tripsanas E K, Bryant W R, Phaneuf B A. Slope – instability processes caused by salt movements in a complex deep – water environment, Bryant canyon area, northwest gulf of Mexico. AAPG Bulletin, 2004, 88(6): 801 – 823.

Vail P R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, Part 1//Bally A W, ed. Atlas of seismic stratigraphy. Tulsa: AAPG and Datapages, 1987: 1 – 10.

Vail P R, Mitchum R M, Todd R G et al. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, Parts 1 – 11. Tulsa: AAPG and Datapages, 1977: 51 – 212.

Van Andel T H, Komar P D. Ponded sediments of the Mid – Atlantic ridge between 22 degrees and 23 degrees north latitude. Geol Soc Am Bull, 1969, 80(7): 1163 – 1190.

Wagerle R. Deciphering proximal – distal from along – strike variations in the deepwater architecture of the middle Brushy Canyon Formation, Delaware Mountains, West Texas: [dissertation]. Colorado: Colorado School of Mines, 2001.

Walker R G. Deepwater Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. AAPG Bulletin, 1978, 62(6): 932 – 966.

Walker R G. Turbidites and Submarine Fans//Walker R G, James N P, ed. Facies models: response to sea level change. St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada, 1992: 239 – 263.

Weimer P. Sequence stratigraphy of the Mississippi Fan (Plio – Pleistocene), Gulf of Mexico. Geo – Marine Letters, 1989, 9(4): 185 – 272.

Weimer P, Slatt R M. Introduction to deepwater systems//Weimer P, Slatt R M, ed. Introduction to the petroleum geology of deepwater settings. Tulsa: AAPG and Datapages, 2007: 149 – 170.